STRUKTURELLE UNTERSUCHUNGEN IM MESOZOIKUM DER EIFELER NORD-SÜD-ZONE

Band I

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der
Hohen Mathem.-Naturw. Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität
zu
BONN

vorgelegt von

Klaus Wienecke

aus
Krefeld

Bonn ~~1983~~
1984

STRUKTURELLE UNTERSUCHUNGEN IM MESOZOIKUM DER EIFELER NORD-SÜD-ZONE

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der
Hohen Mathem.-Naturw. Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität
zu
BONN

vorgelegt von

Klaus Wienecke

aus
Krefeld

Bonn 1983

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. W. Meyer
2. Referent: Prof. Dr. P. Wurster

Tag der mündlichen Prüfung: 20. 1. 1984

Meiner Frau Annette

Inhaltsverzeichnis

I TEXT

Vorwort 7

Danksagung 8

1. Einführung 9
1.1. Lage des Arbeitsgebietes 11
1.2. Regionalgeologischer Überblick 13
1.3. Forschungsgeschichte 17
1.4. Themenstellung 19
2. Methodik 20
3. Eifeler Nord-Süd-Zone: Regionale Geologie 21
3.1. Nördliches Teilstück der Eifeler Quersenke 21
3.1.1. Mechernicher Senke (Nordeifel) 21
3.1.1.1. Sockel 23
3.1.1.2. Perm 24
3.1.1.3. Trias 25
3.1.1.4. Jura 31
3.1.1.5. Kreide 32
3.1.1.6. Känozoikum 33
3.1.2. Fortsetzung der Struktur nach Norden 35
3.2. Kerngebiet der Eifeler Quersenke (Westeifel) 39
3.2.1. Blankenheim - Stadtkyll 40
3.2.1.1. Sockel 40

3.2.1.2. Perm 40
3.2.1.3. Trias 41
3.2.1.4. Vulkane 44
3.2.2. Oberbettinger Senkungsfeld - Forschungsgeschichte 45
3.2.2.1. Sockel 46
3.2.2.2. Perm 48
3.2.2.3. Trias 48
3.2.2.4. Känozoikum 56
3.3. Südliches Anschlußstück der Eifeler Quersenke 74
3.3.1. Nördliche Bitburger Senke (Westeifel) . 74
3.3.1.1. Sockel 75
3.3.1.2. Trias 75
3.3.1.3. Jura - Kreide 81
3.3.1.4. Känozoikum 81
3.3.2. Fortsetzung der Struktur nach Süden (Südeifel) 82
4. Strukturelles Inventar - Ergebnisse und Diskussion 89
4.1. Mechernicher Senke 92
4.1.1. Buntsandstein: Vorkommen - Höhenlage .. 92
4.1.2. Tektonik 97
4.1.3. Trias-Basis-Linien 104
4.2. Schmidtheim - Oberbettingen 112
4.2.1. Buntsandstein: Vorkommen - Höhenlage .. 112
4.2.2. Tektonik 127
4.2.3. Trias-Basis-Linien 131
4.3. Nördliche Bitburger Senke 137
4.3.1. Buntsandstein: Vorkommen - Höhenlage .. 137
4.3.2. Tektonik 142
4.3.3. Trias-Basis-Linien 146
5. Quantifizierung der tektonischen Bewegungen im Nord- und Westeifeler Schiefergebirgsteil mit Hilfe von Oligozän-

und Buntsandstein-Isobasen 148
6. Zusammenfassung 151

Verzeichnis der Bohrungen 156

II ANLAGEN

Karten 1-11 160

Literaturverzeichnis 164

Lebenslauf

I

TEXT

Vorwort

Den ersten Anstoß zu dieser Arbeit gaben Ergebnisse aus Kartierungsübungen und Diplomarbeiten des Geologischen Institutes Bonn unter der Ägide der Herren Professoren Dr. W. Meyer, Dr. P. Wurster sowie Herrn Priv.-Doz. Dr. J. Stets. Diese Geländeuntersuchungen fanden vorwiegend am SE-Rand der Mechernicher Senke sowie am E-Rand der Bitburger Senke zwischen Manderscheid, Großlittgen und Landscheid statt. Die hierdurch angeregte Konstruktion und Interpolation von Trias-Isobasen wurde großräumig auf den Bereich zwischen Mechernich und Bitburg ausgedehnt - mit der Vorstellung, die postpermischen, fixierbaren Bewegungen quantitativ und möglicherweise zeitlich eingrenzen zu können.

Thematisch berührte dieses Vorhaben das bei Arbeitsbeginn (1980) bereits drei Jahre laufende Schwerpunktprojekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) "Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes" und wurde dankenswerterweise von November 1979 bis Juli 1981 in die Förderung mit übernommen.

Die Geländeaufnahmen erfolgten im Frühsommer bis Herbst 1980 sowie erneut im Frühsommer 1981. Nach Kompilation der Daten wurden das entwickelte Datenmaterial sowie erste Deutungen im Dezember 1981 bei dem 6. Kolloquium zum Schwerpunktprojekt in Neustadt/Weinstraße vorgestellt.

Danksagung

Zuvorderst gebührt meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. W. Meyer Dank für die Anregung des Themas, die Einführung in seine Problematik sowie für wertvolle Hilfe und zahlreiche Ratschläge bei der Durchführung der Arbeit.

Zu Dank verpflichtet fühle ich mich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die sowohl die finanziellen Mittel (Me 567/3/4) als auch den wissenschaftlichen Diskussionsrahmen in einem Schwerpunktprojekt ermöglichte.
Herrn Dr. H. J. Albers (Recklinghäusen) möchte ich an dieser Stelle für seine Diskussionsbereitschaft und die wichtigen Anregungen danken, die besonders für die Quantifizierung der tektonischen Bewegungen förderlich waren.

Herrn Priv.-Doz. Dr. J. Stets (Bonn) und Herrn Dr. A. Schäfer (Bonn) sei für vielfältige Unterstützung gedankt. Herr H. Klinz (Bonn) half dankenswerterweise bei den umfangreichen photographischen Arbeiten.

1. Einführung

Der Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone zieht als Träger von guten Aufschlüssen des Rheinischen Unter- bis Oberdevons und untergeordnet der abgelagerten jüngeren Sedimente seit 180 Jahren die Aufmerksamkeit von Geognosten und Geowissenschaftlern auf sich.
Die Erkenntnisentwicklung über diesen Raum spiegelt die Wissenschaftsentwicklung jener Zeit wider.
In der Frühzeit der Geologie (ab 1500) stand das Kognitiv-Deskriptive, besonders die Erdbeschreibung im Vordergrund. Dabei war die Erfassung naturgesetzmäßiger Vorgänge, die sich unsystematisch und oft von metaphysischer Spekulation beeinflußt vollzog, noch nicht zur modernen "Wissenschaft" fortgeschritten. *)
Von erwähnenswerter Bedeutung für die Erforschung des Gebietes ist erst die sogenannte "klassische Zeit der Geo-

---

*) Vergl. z.B. : C o s m o g r a p h i a "Beschreibung aller Lender", Basel 1544, Abschnitt 'Die Eyfel':
"Im Marh zu Ulmen ist ein fisch wie den vil gesehen haben/off dreissig schuh lang/und einander off zwölff schuh lang/die haben hech't gestalt. Und so sie sich lassen sehen/stirbt gewißlich ein ganz erbe des hauses Ulmen... Disse Marh lige gemeinlich off hohen berge. Man hat das zu Ulmen wollen erfiche in seiner tiffe/ un nach dem man dz bley dry hundert claffter hinab gelassen hat/hat man kein grundt mügen finden."
(Anm.: Maartiefe ungefähr 37 m; ein Klafter entspricht 1,7-2,91 m)

logie" (BERINGER, 1954) mit der Wende vom 18. zum 19. Jahrhundert. Die industrielle Nachfrage förderte das Entstehen einer "professionellen Geologie", die im weiteren Arbeitsgebiet mit Namen wie NOEGGERATH, v. DECHEN, STEININGER verbunden ist.
Die folgende rasche Erforschung des Gebietes und die seitdem angesammelte Datenmenge können heute, auch angesichts des interdisziplinären Versuchs, das Bild des aufsteigenden Schiefergebirges bis zur Modellhaftigkeit abstrahieren zu wollen (FUCHS et al., 1983 a) - nicht als abgeschlossen gelten. So ist zum Beispiel die geologische Meßtischblatt-Aufnahme des Arbeitsgebietes bis heute noch inkomplett bzw. veraltet.

1.1. Lage des Arbeitsgebietes

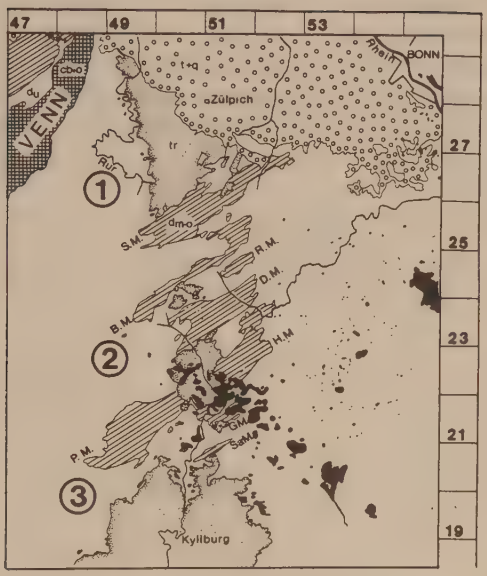


Abb. 1.: Eifeler Nord-Süd-Zone (Mesozoikum punktiert; weitere Erläuterungen s. Teil II Anlagen)
1.: Mechernicher Senke; 2.: Schmittheim-Oberbettinger Triasgebiet; 3.: Nördliche Bitburger Senke (zur genauen Begriffsdefinition und -hierarchie s. Kap. 4)

Das Untersuchungsgebiet ist grob durch die Städte Düren und Zülpich im Norden sowie Bitburg im Süden zu umreißen.
Die N-S-Distanz beträgt 80 km. Die west-östliche Erstrekkung variiert zwischen 20-60 km.
Auf einer geographischen oder geologischen Übersichtskarte stellt sich das Arbeitsgebiet als "Wespentaille" innerhalb des Schiefergebirges dar. Das Paläozoikum erreicht hier eine minimale Nord-Süd-Erstreckung quer zum NE-SW-Streichen von nur 50 km. Verantwortlich für dieses Bild ist das Zu-

sammengreifen des den Sockel übergreifenden Mesozoikums und der Abwärtsbewegungen großer Massivbereiche einerseits zur heutigen Niederrheinischen Bucht und andererseits am SE' Ardennenrand.
Die naturräumliche Gliederung dieses Nord-Süd-Streifens umfaßt in zwangsläufiger Abhängigkeit vom Untergrund die folgenden Abschnitte (SCHRAMM, 1963 unterscheidet über 20 Unterabteilungen):

Zülpicher Lößbörde
Mitteleifel-Senke: Mechernicher Voreifel
Kalkeifel
Kyllburger Waldeifel
Bitburger Gutland: Bitburger Hochfläche

Der orographisch höchste Punkt liegt NE' Salm (TK 5806 Daun) bei 674,9 m ("Prümscheid"), der tiefste bei 130 m NN in der Umgebung von Düren.
Bei der Bearbeitung dienten die folgenden Meßtischblätter (1:25000) zum Teil oder ganz als Datenträger ("x": Geologisches Meßtischbl. vorhanden):

x5204 Kreuzau	x5205 Vettweiß	
x5304 Nideggen	x5305 Zülpich	x5306 Euskirchen
	5405 Mechernich	5406 Bad Münstereifel
	5505 Blankenheim	5506 Aremberg

N R W

Rhld. Pf.

	5605 Stadtkyll	5606 Üxheim
	5705 Gerolstein	5706 Hillesheim
x5804 Schönecken	5805 Mürlenbach	5806 Daun
x5904 Waxweiler	x5905 Kyllburg	5906 Manderscheid

1.2. Regionalgeologischer Überblick

Die N-S-Zone der Eifel trennt, im Kartenbild deutlich zu erkennen, das stark eingefaltete Gallo-Ardennische Hochgebiet im Westen mit seinem engen räumlichen Nebeneinander von kambro-ordovizischen Aufbrüchen und karbonischen Synklinorien von der ausgedehnteren Rheinischen Masse im Osten. Die Zone im Norden und Süden abzugrenzen muß zunächst schwerfallen, da Parameter wie Paläogeographie, verschieden alte Tektonik sowie Erosion zusammengreifen.
Zu bedenken ist ebenso, daß junge Tektonik zusammen mit Erosion paläogeographische Zeugnisse zerstört und tektonische Formen umgeprägt haben kann. Da die heutige räumliche Verteilung der Relikte, hier des Grundgebirges und des älteren Deckgebirges, den prägenden Eindruck vermittelt, wird als Eifeler Nord-Süd-Zone vorerst - der Prämisse "Nord-Süd" folgend - nur das Gebiet zwischen Birgel-Antweiler im Norden und Bitburg im Süden verstanden. Weiter nördlich verdeckt die Niederrheinische Bucht mit bis 1,5 km tiefen Einbrüchen den weiteren Verlauf, südlich schwenkt die Streichrichtung nach SW in die Lothringer Senke.
Die N-S-Richtungskonstanz zeigt sich zuvorderst in der Verbreitung der mittel- und oberdevonischen Schichten. Sie liegen in Mulden zwischen NE-SW (varistisch) streichenden Faltenzügen erhalten *). In dem selben Faltungsakt wurden sowohl die betroffenen Schichten als auch die Faltenachsen in

---

*) Die von zahlreichen Autoren angesprochene Uralt-Anlage der N-S-Zone (KEGEL, 1948; SCHMIDT, 1952) muß kritisch überdacht werden: Bei Durchsicht aller verfügbaren Daten zeigte nur der Verlauf der Oberemsium-Isopachen (MEYER & STETS, 1980) eine Nord-Süd-Tendenz. In der nachfolgenden Eifelstufe erscheinen wieder erzgebirgisch streichende Isolinienverläufe. Infolge fehlender Belege wird im weiteren davon ausgegangen, daß der"Grundstein" der Eifeler Nord-Süd-Zone erst im Oberkarbon bei der Faltung gelegt wurde. Die erste paläogeographische Wirksamkeit wird als postpermisch angesehen.

einer Nord-Süd verlaufenden Zone noch weiter versenkt und dauerhafter konserviert (CLOOS und Schüler).

SCHENK (1937) beschreibt erstmalig die Faltenachsen-Depressionszone mit zwei randlichen Kulminationsbereichen in der Kalkmuldenzone der Eifel. So fallen die varistischen Faltenachsen am W-Rand des Eifel-Siegerländer Blocks mit 5-20° nach SW ein. In Annäherung an den E-Rand der Eifelkalkmuldenzone steigen diese Inklinationsbeträge auf bis zu 50° an, um dann innerhalb der N-S-Zone völlig zu verflachen; spiegelbildlich verhält sich der W-Rand.
SCHENK stellt zudem einen Zusammenhang zwischen dieser Tektonik und der heutigen Morphologie her (Abb. 15 ebd.).
CLOOS (1940, S.227) bezeichnet "streifenförmige Zonen" mit "einseitig geneigten Achsen" als Achsenrampen, von denen zwei aufeinander zufallende die Eifeler Nord-Süd-Zone "begleiten und formen" (Vergl. hierzu auch SHOU-CHANG, C., 1940 sowie CLOOS, 1940, Abb.5).

Die bis heute in unterschiedlich langen Schüben stattgefundene Erosion zeigt das Bild kulissenartig, in Faltenstreichen versetzter Mulden, die sich mit Schichtgliedern jünger als Heisdorf N-S-zonal anordnen. Unter Einbeziehung von höheres Emsium enthaltenden Muldenstrukturen verschiebt sich dieses Bild zu einer mehr ins Streichen abgelenkten sigmoidal begrenzten Fläche (STRUVE 1961).
Nach der varistischen Faltung, dem Aufstieg und ersten kräftigen Abtragungen, wurde im Rotliegenden der Abtragungsschutt partiell in intramontanen Senken angesammelt.
Zur Zeit dieser Sedimentation stand bemerkenswerterweise im näheren Einzugsgebiet der Wittlicher Rotliegend-Senke noch Dolomit des Mitteldevon an (SOLLE, 1937). Innerhalb der N-S-Zone kommt es zur Anlage von mindestens zwei derartigen Sammelsenken (Mechernicher und Stadtkyller Permsenke), deren Ablagerungen bereits im Mittleren Bundsandstein wieder entfernt waren.
In der Trias lag die N-S-Zone im Randbereich des Germanischen Triasbeckens, das seine S- und SE-Begrenzung an der "Vindelizischen Schwelle" und seine W-Grenze am "Gallischen Land" hatte. Es entstand am Rand des germanischen Bundsandsteinbeckens ein kleiner, abzweigender Seitenast - die Lothringisch-Eifeler Quersenke - von dem angenommen wird, daß er als tektonische Schwächezone das heutige Schiefergebirge

in ein W' Ardennenfestland und eine E' Rheinische Insel (?) (= Siegerländer Block) teilte.
Im Arbeitsgebiet benutzte das ehemals bis zu jurassischen Sedimenten zusammenhängende, diskordante mesozoische Auflager die bereits vorgeprägte N-S-Lineation paläogeographisch als Ingressionsstraße zuerst und am deutlichsten im Mittleren Buntsandstein. Dazu muß angenommen werden, daß die oben beschriebene tektonische Depressionszone im Laufe des jüngeren Paläozoikums zu einer morphologischen ausgearbeitet wurde.
Die Transportrichtung der Sedimente war im Buntsandstein generell von Süden nach Norden gerichtet (PICARD 1950).
Aus den Faziesverschiebungen innerhalb des Mesozoikums am belgisch-luxemburgischen Ardennenrand rekonstruierte LUCIUS (1937, S. 48; 1941; 1948) die ehemaligen westlichen Uferlinienverläufe im Mesozoikum und interpolierte diese über das gesamte Gebiet der Lothringisch-Eifeler Quersenke.
Für den Ostrand der Senke können ähnliche Feststellungen nicht getroffen werden, da eine gleichwertige streichende Erosionskante fehlt.
Mit Zunahme des marinen Charakters in der höheren Trias wird es denkbar, daß auch der östliche Schiefergebirgsteil unter Bedeckung geriet (s.a. WURSTER, 1964, Abb. 52 u. 54).
Zwischen Rhät und Lias schwenkt der (westliche) Küstenlinienverlauf aus der vorwiegenden N-S-Richtung in die NE-SW-Richtung um (LUCIUS 1937). Im Keuper wurde detritisches Material bereits südwärts gerichtet transportiert; die Rhät- und Hettangien-Transgressionen greifen eindeutig von Norden durch die Eifeler Nord-Süd-Zone nach Süden vor (BOCK et al., 1982).
Ablagerungen des Lias stellen die letzten erhaltenen stratigraphischen Bindeglieder zwischen Norden und Süden dar.
Aus faunistischen Übereinstimmungen heraus wird der Lias des Mechernicher Gebietes als Bindeglied zwischen dem westholländischen Liasbecken und der NE' Fortsetzung des sich öffnenden Pariser Beckens (dem Lothringer Liasbecken) gesehen (HOFFMANN, 1962; MULLER et al., 1976, S. 174).

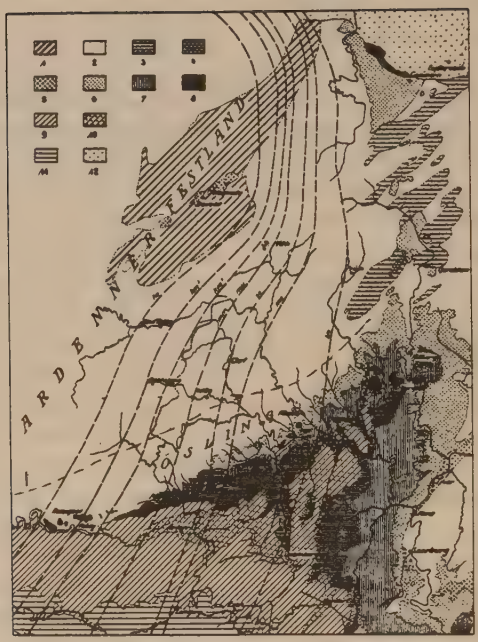


Fig. Nr. 15. — Allgemeine Richtung der westlichen Uferlinien der Triasmeere in der Luxemburger und Eifeler Querzone. — — — — Uferlinien — — su — — zur Zeit des Vogesensandsteines, to = zur Zeit des Buntsandsteines usw, rmk = zur Zeit des Unteren und Mittleren Muschelkalkes, mo = zur Zeit des Hauptmuschelkalkes, km = zur Zeit des Pseudomorphosenkeupers, km^2 = zur Zeit des Steinmergelkeupers, ko = zur Zeit des Rhät.
1 = Kambro-Silur, 2 = Unterdevon, 3 = Mitteldevon, 4 = Oberdevon, 5 = Rotliegendes, 6 = Buntsandstein, 7 = Muschelkalk, 8 = Keuper, 9 = Lias im Allgemeinen, 10 = Luxemburger Sandstein, 11 = Dogger, 12 = Tertiär.

Abb. 2: Verlauf der Uferlinien von Trias- und Liasmeeren am Westrand der Lothringisch-Eifeler Quersenke (zusammengestellt aus: LUCIUS, 1937; 1948)

Diese Meeresverbindung war spätestens im Dogger unterbrochen, worauf weite Gebirgsteile bis zum (?) Vorstoß des Oberkreidemeeres (ALTMEYER, 1982) unter terrestrischen Einfluß kam.
Der von WEILER (1980) belegte Vorstoß des Oligozänmeeres in der Westeifel stellt eine bedeutende, den westlichen Schiefergebirgsteil betreffende Leitmarke dar.
Jüngeres Tertiär in kontinuierlicher Abfolge ist nur in

der Niederrheinischen Bucht erhalten.
Zu den jüngsten erdgeschichtlichen Dokumenten zählen die über 200 zum Teil nur 10000 Jahre alten Vulkane der Westeifel. Sie queren die N-S-Zone entgegengesetzt zum Faltenstreichen in NW-SE-Richtung.
Eckpunkte dieser jungen, 50 km langen Vulkanzone stellen im Nordwesten der Goldberg bei Ormont und im Südosten die Vulkangruppe um Bad Bertrich dar.
Außer dem Abbau von diversen Steinen und Erden ist dieser Vulkanismus auch wegen der Mineralwässer von wirtschaftlicher Bedeutung. Die ergiebigsten Vorkommen liegen in der Gerolsteiner Mulde und damit im Kreuzungsbereich von NE-SE gerichtetem Gebirgsstreichen, der N-S-Zone sowie der NE-SE orientierten Vulkankette.

1.3. Forschungsgeschichte

Der Tatbestand, daß die Eifelkalkmulden nicht nur das varistische Schichtstreichen zeigen, sondern auch durch eine übergreifende N-S-Lineation geprägt sind, ist seit Veröffentlichung der v. DECHEN'schen Karten (1855; 1866) dokumentiert und augenfällig geworden.
Bezüglich der Interpretation dieses Phänomens entspannte sich daraufhin eine intensive, zunächst mit wenig Datenmaterial gestützte Diskussion.
LOSSEN (1885) reflektierte über die N-S-Anordnung der Kalkmulden als eines "schraubenförmig rechtsgewundenen Korkenzieher-Faltensystems, bedingt durch Faltenverbiegung", wobei die nordsüdliche Schraubenachse aus Schnittpunkten zweier sich treffender tektonischer Richtungen, einer niederländischen und einer hercynischen bestehen soll.
RAUFF (1911) sieht die Eifelkalkmulden in einem N-S-Senkungsfeld, das er als "Graben der Eifelkalkmulden" bezeichnet, erhalten.
FLIEGEL (1914) erkennt, daß die Mulden bereits vor den "Randbrüchen des vermuteten Grabens" auslaufen und somit "das Sein oder Nichtsein dieses Grabens nur inmitten des Unterdevongebietes im Osten und Westen der Kalkmulden ge-

löst werden kann." Dieser Autor wurde durch die Vorstellung einer unbedingten Grabenbildung dazu verleitet, das Verschwinden des Siegeniums in Annäherung an den E-Rand der N-S-Zone mit einer NNW streichenden Grabenrandverwerfung (s. Abb. S. 496, a.a.O.) zu erklären. Die Buntsandsteinfüllung interpretiert er insofern folgerichtig durch Wiederaufleben der postulierten Grabenrandverwerfung.
QUIRING (1914) konnte sich einen varistischen Faltungsvorgang mit gleichzeitiger Grabenbildung nicht vorstellen und läßt die FLIEGEL'schen Grabensprünge postpaläozoisch wirksam werden.
Diese mehr theoretisierende Diskussion über einen Eifelgraben wurde erst mit SCHENKs Untersuchungen (1937, S.35) über die varistischen Faltenachsen beendet.
CLOOS (1940) schuf den Terminus "Achsenrampe" für den Bereich des Faltenachsenabbiegens.
BAUM (1955) arbeitete eine nicht nur für das Gebiet um Untermaubach gültige Bivalenz des Sockels heraus. So steht hier die bruchlose Deformation - geäußert in Faltenachsendepressionen - in unmittelbarem Zusammenhang mit der Faltung, wobei nicht viel ältere, rheinisch streichende und staffelförmig eingreifende Abschiebungen unterstützend hinzutreten.
Während v. DECHEN (1884) noch an einer ursprünglichen Verbindung in der Trias zwischen Trier und Mechernich zweifelt, hält BLANCKENHORN (1885) bereits ein nordsüdlich korrespondierendes Triasmeer für wahrscheinlich.
Von dieser Vorstellung weichen dann die nachfolgenden Bearbeiter und Autoren nicht mehr ab (VAN WERVEKE, 1911, S. 40; LUCIUS, 1948; SCHRÖDER, 1951; SCHMIDT & SCHRÖDER, 1962; KNAPP, 1980).
Der Fund von Resten marinen Muschelkalks im zentralen Teil der Nord-Süd-Zone (FUCHS, 1980) untermauert dies zusätzlich für die Mittlere Trias.
ELBERSKIRCH (1937) analysiert das tektonische Inventar innerhalb der Trias-Zone.
Die Arbeit MURAWSKIs (1964) stellt eine Kompilation des vorhandenen Materials dar.

Die Eingliederung der Eifeler Nord-Süd-Zone in die sogenannte Mittelmeer-Mjösen-Zone als eines angeblich übergreifenden tektonischen Lineaments ist nicht möglich. Die Bedeutung der letztgenannten wird von ORTLAM (1981) außerdem stark eingeschränkt.
Alle weiteren Arbeiten gehen nicht auf die speziell nord-süd-zonale Gesamtanordnung ein. Sie betreffen die geologische Landesaufnahme und bearbeiten spezielle Probleme aus der Devon- und Buntsandsteinstratigraphie (s.u.).

1.4. Themenstellung

Die Aufgabe, das zu Beginn der Arbeit noch weitgehend stiefmütterlich behandelte Mesozoikum in dem zentralen Teil der N-S-Zone zu kartieren, erweiterte sich bald dazu, alle Buntsandsteinrelikte entlang dieses Streifens erfassen zu wollen.
In Einzelregionen hatten ELBERSKIRCH 1937, KNAPP 1980 sowie MEYER & STETS 1980 bereits Isolinien von Basisflächen der Trias fixiert. Aus der Raumlage der gesamten ermittelten Isobasenfläche und den bekannten Mächtigkeitsbeträgen zeichneten sich im Arbeitsablauf bald Gesetzmäßigkeiten ab, denen zufolge es auch wünschenswert schien, die Gesamtverstellung in Teilbeträgen zeitlich quantifizieren zu können.
Da das Arbeitsgebiet das Rheinische Schiefergebirge nahezu durchquert, stellte sich die Forderung, eine für die weitere Umgebung gültige Bewegungssynopsis zu erstellen.
In Anregung durch das DFG-Schwerpunktprogramm wurden in dieser Arbeit die vorgestellten Tiefenlinienpläne versuchsweise an Oligozän-Isolinien von ALBERS, die größtenteils auf die von HAGER (in KNAPP, 1980) zurückgehen, angehängt.

2. Methodik

Zunächst wurde das zentrale Eifeler Buntsandsteinvorkommen um Oberbettingen geologisch kartiert.
Hauptaugenmerk lag hierbei schon im Verfolgen der Grenze Buntsandstein zu devonischem Sockel, da deren Schnittpunkte mit den Höhenlinien Grundlage einer Isobasenkarte werden sollte.
In einigen Bereichen sind die Trias-Gesteine von hauptsächlich quartären Vulkaniten überdeckt. Anhand von Xenolithen waren dann ungefähre Aussagen über die Existenz und die Tiefenlage eines Triasunterlagers zu treffen.
Die beiden Buntsandstein-Bedeckungen bei Schmidtheim und Stadtkyll sowie umliegende Einzelvorkommen ergänzten das Datenmaterial. Unter Einbeziehung von Bohrergebnissen des Geologischen Landesamtes Rhld.-Pf. wurde ein erster Entwurf eines Tiefenlinienplanes für den Zentralbereich der Eifeler Nord-Süd-Zone erstellt.
Im nördlichen Anschluß dehnten sich diese Untersuchungen weiter auf das Mesozoikum des Mechernicher Trias-Dreiecks aus. Vorhandene geologische Kartenblätter wurden mit Daten aus Schichtenverzeichnissen des Geologischen Landesamtes NRW, Unterlagen eines Kartierungskurses des Geologischen Institutes der Universität Bonn sowie eigenen Aufnahmen zu einem Gesamt-Tiefenlinienplan mit 20 m-Isolinien verarbeitet.
Den Abschluß der Geländeuntersuchung stellte die Kartierung des Trias-Rahmens der nördlichen Bitburger Senke dar. Hilfestellung bei der Isobasen-Linienführung gaben hier ebenfalls Bohraufschlüsse und Ergebnisse veröffentlichter geologischer Spezialuntersuchungen.
Nach abschließender Durchsicht der entstandenen Strukturkarte zeigte sich, daß drei Strukturmerkmale: Störungen, weiträumige Verbiegungen vor allem im Grundgebirgsstockwerk (Flexuren) und ein Paläorelief in komplexem zeitlichem und räumlichem Zusammenhang gesehen werden müssen.
Am Schluß stand der Wunsch, die fixierten Vorstellungen zu quantifizieren sowie die N-S-Zone abzugrenzen.

3. Eifeler Nord-Süd-Zone: Regionale Geologie

Die Eifeler Nord-Süd-Zone (synonym: Eifeler Quersenke, LUCIUS) wird nachfolgend jeweils in einer Dreiteilung behandelt; diese Aufteilung ist an das heutige Erosionsbild der Trias gebunden, das im Detail zufällig, im größeren Rahmen untergrundabhängig ist und die verschiedenen Strukturen und Strukturvorgänge offenlegt:

1) Maubach (Nideggen)- Mechernicher Senke (Trias-Dreieck)
   Unter Fortsetzen der Struktur unter jüngere Bedeckung nach Norden stellt sie das aufgeschlossene N' Teilstück der Eifeler Quersenke dar.
2) (Schmidtheim-) Oberbettinger Triasgebiet
   Die Vorkommen von Stadtkyll und Schmidtheim einbeziehend beschreibt es das Kerngebiet der Eifeler Quersenke.
3) (Kyllburg-) Bitburger Senke
   Als nördlicher Abschnitt der Trierer Trias-Lias-Senke stellt sie gemeinsam mit der noch zu diskutierenden Fortsetzung nach Süden das südliche Anschlußstück der Eifeler Quersenke dar.

3. 1. Nördliches Teilstück der Eifeler Quersenke

Hierzu zählen die Trias-Vorkommen in der Mechernicher Senke, die umliegenden kleinen Erosionsreste von Buntsandstein sowie die Fortsetzung der Struktur unter dem Tertiär der Niederrheinischen Bucht.

3.1.1. Mechernicher Senke (Nordeifel)

Synonym wird noch die Bezeichnung Commerner Senke (oder Senke von Commern) verwandt. Der Begriff Bucht in diesem Kontext ist irreführend, da eine paläographisch wirksame Buchtposition nicht auf die Mechernicher Trias zutrifft, der Beckenrand verlief zeitweise vielmehr in nord-südli-

cher Richtung nach Luxemburg.
Der beschreibende Begriff "Mechernicher Trias-Dreieck" bezieht sich auf den Habitus der drei verschiedenwertigen Begrenzungslinien des Mesozoikums: Dieses lehnt im SE an den NW-Flügel der Sötenicher Mitteldevonmulde an, ist mit seinem W-Rand an Aufwölbungstendenzen der Randflanke des Venn-Sattels gebunden und taucht mit Lias- und Kreiderelikten unter das Känozoikum der Niederrheinischen Bucht.
Die erste detaillierte geologische Kartendarstellung der Senke - dieser Begriff erscheint als der treffendste - findet sich in den beiden Kartenblättern 1:80 000 Section Malmedy und Meyen (v.DECHEN, 1855).
Die grundlegende stratigraphisch-tektonische Arbeit leistete BLANCKENHORN (1885).
Der weitere Forschungsschwerpunkt bestand in der Erstellung geologischer Meßtischblätter mit Erläuterungen:

5204 Lendersdorf (= Kreuzau)	HOLZAPFEL, E. (1911)
5205 Vettweiß	QUAAS, A. (1909)
5304 Nideggen	WUNSTORF, W. (1910)
5305 Zülpich	SCHRÖDER, E. (1938)
5306 Euskirchen	FUCHS, A. & WOLFF, W. (1909)

Die Tektonik im Mesozoikum behandelte ELBERSKIRCH (1937). PICARD (1950), SCHRÖDER (1952, 1954) und MÜLLER, E.M. & SCHRÖDER (1960) diskutierten die Platznahme des Buntsandsteins.
Neuere Übersichten geben SCHMIDT & SCHRÖDER (1962) in ihrer Hochschulumgebungskarte mit Erläuterungen bzw. KNAPP (1980), des weiteren RICHTER (1975) und der Deutsche Planungsatlas NRW, Geologie (1976).
Vom Aachener Institut für Geologie wird die Sedimentologie der Trias bearbeitet (MULLER et al., 1977).

3.1.1.1. Sockel

In der Umrandung der Trias-Senke stehen hauptsächlich unterdevonische Sand- und Tonsteine mit Emsium-Alter (Klerfer- und Heimbacher Schichten) an. Der Venn-Sattel trifft bei Birgel mit der NW-Ecke des Trias-Dreiecks zusammen, dort haben die anstehenden Schichten ein höheres Alter, sie gehören zu den Siegen-Schichten.
Mitbestimmend für die Ablagerung der Trias und das heutige Erosionsbild ist zum einen der nach NE abtauchende Venn-Sattel und zum anderen die N-S verlaufende Faltenachsenrampe, die am W-Rand der Mechenicher Senke deutlich verfolgt werden kann. In Annäherung an den NNW' verlaufenden Triaserosionsrand verstärkt sich das Faltenachseneinfallen von 20° bis auf 40°-50° (W-E-Tendenz).
Zudem steigt die Faltenachsenneigung in einer S-N-Tendenz von Schleiden nach Maubach kontinuierlich von 10° auf 50° an (SHOU-CHANG, 1940).
Im geologischen Kartenbild dokumentiert sich diese Rampe zusätzlich in einem ungefähren N-S-Verlauf der (Erosions-) Grenze Siegen/Ems zwischen Birgel und Heimbach (s. Karte in: KNAPP, 1980).
Infolge des nach Südosten abtauchenden Faltenachsenspiegels werden die Schichten in dieser Richtung jünger, wobei in der Sötenicher Mitteldevon-Mulde als jüngstes Givet-Dolomite und -Kalksteine unter dem Buntsandstein lagern.
Die unter Buntsandstein-Bedeckung liegende Grenzlinie von Unter- zu Mitteldevon verläuft ungefähr entlang der Linie Kall - Scheven (s. a. Karte "Geologische Struktur der nördlichen Eifel" in: KNAPP, 1980)

3.1.1.2. Perm

Zwischen Mechernich und Trier kam es zur Anlage von mindestens drei permischen Sammelsenken, deren in unterschiedlichem Umfang erhalten gebliebene Sedimente das ältere Varistikum diskordant überlagern.
Die im Mechernicher Raum liegenden, spärlichen Erosionsreste am NW-Flügel der Sötenicher Mulde werden von SCHRÖDER (1954, Abb. 6) einer dem varistischen Faltenstreichen folgenden "Mechernicher Oberrotliegendsenke" zugeschrieben.
Die Einzelvorkommen waren früheren Bearbeitern zum Teil schon lange bekannt gewesen; sie zählten die Konglomerate jedoch noch zum Buntsandstein (v. DECHEN, 1884, S. 328; BLANCKENHORN, 1885, S. 8-9). KRAUSE (1922) leitet aus dem Gehalt an Kalkkomponenten ein Zechsteinalter ab.
REULING (1931) sah dieses Gestein von einer Gelände-Dolomitisierung übriggeblieben und stellte es in den Buntsandstein.
Mit SCHRÖDER (1954, S.424) werden diese Vorkommen heute zum Perm gerechnet. Ob es sich um Oberrotliegendes handelt, wie SCHRÖDER annahm, muß offenbleiben. Diese Altersdiskussion wurde bezüglich der Isobasenkonstruktion mitbeachtet.
Petrographisch handelt es sich bei dem Gestein um relativ grobe, teilgerundete, braunrote Konglomerate, die einen auffällig hohen Gehalt an aus benachbarten Mitteldevonmulden stammenden Kalk- und Dolomitfragmenten haben.
Lange bekannt sind die Konglomerate SW' Golbach (Lagekoordinaten: r 2536600 h 5598800 / r 2537200 h 5598500).
Die Perm-Basis steigt hier von 450 m auf 480 m, die Buntsandsteinbasis im selben Bereich von 460 m auf 500 m an.
NE' Golbach wurden die Gesteine in zwei Bohrungen angetroffen: Die von QUIRING betreute Bohrung bei r 37370 h 99200 ("B6") zeigt 16 m Kalkstein- und Dolomitkonglomerate mit sandig-tonigem Bindemittel, Kalkspatkonkretionen, Ankerit- und Psilomelan-Nestern, überlagert von 36 m Mittlerem Buntsandstein; die Bohrung "B7" bei r 38600

h 99360 ergab bis 19 m unter Ansatz Mittleren Buntsandstein; darunter bis 24,6 m Perm. Diese Konglomerate lassen sich noch ein Stück urfttalabwärts am Uferhang verfolgen.
In streichender Verlängerung nach NE finden sich noch zwei ungefähr 5 m mächtige Vorkommen im N-Teil der Rißdorf-Holzheimer Senke. Das eine bei r 2550250 h 5505220 liegt in einer Höhe von 335 m, der Streifen am E' Ortsausgang von Rißdorf zwischen P 381 und dem Quellenbereich hat eine Basishöhenlage von 285 m, nach S auf 310 m ansteigend (s. hierzu ELBERSKIRCH, 1937, S. 42).
Nach SCHRÖDER (1954) deuten seine und W. SCHMIDTs (1954, S. 87) Funde auf eine ehemalige Verbindung der Mechernicher Permsenke mit den Konglomeraten von Malmedy hin. Das Fehlen von permischen Konglomeraten zwischen Golbach und Rißdorf unter dem Mittleren Buntsandstein läßt auf eine frühe Anlage der Kallmuther Schwelle schließen (s. 3.1.1.3.).

3.1.1.3. Trias

Die räumlich am weitesten verbreitete Stufe ist der Buntsandstein. Mit Annäherung an die aus der Niederrheinischen Bucht eingreifenden NW-SE-Störungen blieben Muschelkalk und Keuper vor Erosion geschützt.

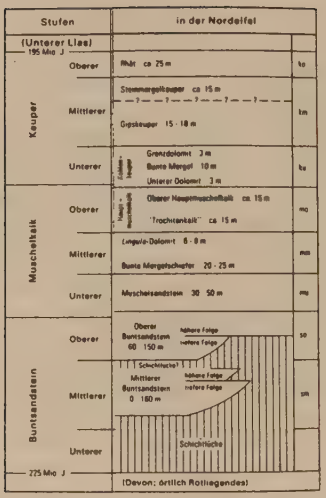


Abb. 3: Stratigraphische Übersicht der triadischen Schichten in der Mechernicher Senke (nach KNAPP, 1980)

Buntsandstein

Das Idealprofil setzt wie in der gesamten N-S-Zone erst mit dem Mittleren Buntsandstein ein. Diese verspätete Ablagerung leitet sich aus der Randposition zum Germanischen Buntsandsteinbecken ab.

Die vorwiegend auftretenden Sandsteine sind mittel- bis grobkörnig, dazwischen geschaltet sind Konglomerate und untergeordnet Ton-Siltsteinlagen. Der Verfestigungsgrad reicht von quarzitischen bis zu entfärbten, lockeren Sanden.

Die Parallelisierung einzelner Profilabschnitte ist nur über kurze Distanz möglich, da lokale Schüttungs- und Strömungsverläufe zusammen mit Undationen des Untergrundes einen starken faziellen Wechsel bewirkten.

An der SE-Seite des Mechernicher Dreiecks liegt die von SCHRÖDER (1954) beschriebene prägnante "Kallmuther Schwelle". Ihre Konturen verliefen in erzgebirgisch streichender Längsachse zu 2/3 über dem Sötenicher Mitteldevon. Sie beeinflußte Lithologie, Paläogeographie und Mächtigkeiten des Buntsandsteins.
Einige Charakteristika sollen stichwortartig erwähnt werden: Härtlingscharakter der Karbonate, Insellage im Mittleren Buntsandstein, Ablenken der generellen Strömungsrichtung entlang ihrer Flanken (PICARD, 1950), im NW Ansteigen der Isopachen des Mittleren Buntsandsteins auf Werte über 160 m, dadurch Nachweis der bereits synsedimentären Anlage der Mechernicher Senke (SCHRÖDER, 1954, Abb.2,3,6).
Die Sedimentsäule setzt sich zu 2/3 aus wechsellagernden Konglomeraten - aus dem Becken von Kall antransportiert - sowie Sandschüttungen aus dem N-Sporn der Kallmuther Schwelle zusammen. Dieser Profilabschnitt führt die Mechernicher Pb-Zn-Erze. Auf das mächtige Deckkonglomerat des Lagers folgen 20-50 m eines feinkörnigen, roten Sediments, das von SCHRÖDER (1954) als "Zwischenschichten", von KNAPP als höhere Folge des Mittleren Buntsandsteins zusammengefaßt wird.
Die vorliegenden Isopachenkarten für den Mittleren Buntsandstein weichen untereinander recht stark ab, was ein Vergleich der Karten bei SCHRÖDER (1954, Abb.3 u.6) mit der bei KNAPP (1980, S. 72, Abb.4) deutlich macht.
Allen gemein ist aber das Ausweisen einer allgemeinen Mächtigkeitszunahme von S nach N - unter lokalem Einfluß durch die Kallmuther Schwelle - sowie eine Abnahme zu den Rändern nach Westen und Osten.
Aus der Reduktion des Mittleren Buntsandsteins auf 40 m bei Maubach schließt SCHRÖDER (1954, Abb. 6) auf einen nahe liegenden, primären Rand der Senke (d.h. Grenze Sedimentation zu Erosion). Diese von ihm skizzierte Uferlinie muß man sich mehr oder weniger unregelmäßig durch lokale Zuströme leicht differenziert vorstellen; so erwähnt PICARD (1954, S.344) kambrische Quarzite führenden Buntsandstein bei Bergstein; laut frdl. mdl. Mitteilung von

Herrn Prof. Grabert, Krefeld, wurden auf den Äckern 600 m SW' Düttling (TK25 5305 Zülpich, r 2538300 h 5607500) Konglomerate mit Karbon-Komponenten gefunden.
PICARD (1950) beschreibt den Mittleren Buntsandstein als fluviatil transportiert und belegt mit Kreuzschichtungsmessungen einen generellen Transport von Süden nach Norden; die Grobschüttungen bestehen aus Quarzit-, Gangquarz- und Grauwackengeröllen und stammen aus dem Eifel-Ardennen-Raum, während die Sande infolge der Schwermineralverteilung (besonders des Turmalins) auf ein Ursprungsgebiet im Odenwald hinweisen (QUESTER; 1954).
Die starke Akkumulation von Schutt im nördlichen Senkenabschnitt erklärt PICARD (1950, S. 345) mit hier nachlassender Transportgeschwindigkeit infolge eines "Gefällknicks" und anschließender Flußsystemverwilderung.
Als einziges Fossil wurde bisher im Mechernicher Gebiet ein Stegocephalenrest beschrieben (JUX & PFLUG, 1958). Das dabei von JUX & PFLUG bzw. JUX (1962) angeführte Muschelkalk-Alter wurde unter der Vorstellung eines zeitlichen Neben- und nicht Übereinanders einer marinen Beckenfazies und einer buntsandstein-ähnlichen, fluviatilen Randfazies (Fundschicht) abgeleitet.
Die Zugehörigkeit der Schädelfragmente zum Mittleren Buntsandstein gilt nach kritischer Überarbeitung heute als gesichert (MÜLLER & SCHRÖDER, Abb. 3 "B1"; KNAPP, 1962).
Die stratigraphische Grenzziehung zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein - von BLANCKENHORN (1885) im fraglichen Bereich als "gemischte Schichten" bezeichnet - wird mit Hilfe der violetten Grenzzone MÜLLERs (1954), dem Dokument eines Sedimentationsstillstandes oder -hiatus, vorgenommen (s. MÜLLER & SCHRÖDER, 1960).
Charakteristisch für das Einsetzen des Oberen Buntsandsteins sind ein stark ansteigender Ton-Siltgehalt sowie Dolomit- und Glimmerführung.
Aus dem Ansteigen der Gehalte an Feinklastika läßt sich auf eine Stabilisierung und Ausweitung des Sedimentationsraumes schließen, eine Tendenz, die sich innerhalb der

Nord-Süd-Zone an der Überflutung der Kallmuther Schwelle zeigt. QUESTER (1954, S.69) schreibt hierzu: "Im oberen Buntsandstein hört die Sedimentlieferung aus dem Süden auf, der lokale Einfluß verstärkt sich dagegen. Anreicherungen von Spinell und Korund ... deuten auf Zuflüsse aus dem Hohen Venn hin."
Faziell gesehen handelt es sich nach den Profilaufnahmen von HORALEK, MULLER & PARTING (1977) beim Oberen Buntsandstein um Deltasedimente, die im Profil nach oben hin durch flachen Strandbereich zurückgedrängt werden. Der Obere Buntsandstein läßt sich lithologisch zweigliedern, in eine untere Folge mit mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, teilweise geröllführend und Tonstein enthaltend, sowie eine höhere, durch alternierenden Feinsandstein/Tonstein charakterisierte Folge. Ein Vergleich mit den Zwischenschichten und dem Voltziensandstein aus Saarland und Pfalz (RICHTER-BERNBURG, 1974) kann bedingt gezogen werden (s. MÜLLER & SCHRÖDER, 1960).
Die im Oberen Buntsandstein auftretenden Florenreste bearbeiteten BLANCKENHORN, 1886 und GOTHAN, 1938.
Die Mächtigkeiten betragen im Durchschnitt 100 m, in intensiveren Subsidenzbereichen über 150 m, im Osten reduzieren sie sich unter Ausfallen der tieferen Folge des Oberen Buntsandsteins auf unter 60 m im Bereich der Kallmuther Schwelle.

Muschelkalk

Die Ausbildung des Muschelkalks weist mit Merkmalen wie sandiger Ausbildung, bunten Farben und Mergelführung auf eine randlich entfernte Lage zum Germanischen Triasbecken hin. Die Untergliederung erfolgt mit problematischer Grenzziehung im Liegenden (erstes Auftreten mariner Fossilien), in den Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk (Kürzel: "mu", "mm", "mo").
Der Untere Muschelkalk in der sandig-dolomitischen Ausbildung des Muschelsandsteins ist mit zwei kleinen Resten sogar noch im stärker gehobenen Südzipfel der Senke bei Scheven erhalten (s. KNAPP, 1961).

Der Mittlere Muschelkalk, vertreten durch bunte Tone, Mergelschiefer mit Steinsalzpseudomorphosen und dolomitischen Serien ist nur im N-Teil der Senke zwischen Kommern und Kreuzau erhalten. Während der Luxemburger Trog gegen die östliche Schwelle im Mittleren Muschelkalk 40-100 m abgesunken ist, scheint sich nach KNAPP (1961, S. 153) der Bereich Zülpich-Bitburg stabil, d.h. ohne Einsenkung gegen den östlichen Randbereich verhalten zu haben.
Der Obere - wieder deutlich marine Muschelkalk (= Hauptmuschelkalk) untergliedert sich in den sandigen Trochitenkalk und den Oberen Hauptmuschelkalk.
KNAPP (1961) stellte stratigraphische Untersuchungen an und zog Vergleiche mit dem Oberen Muschelkalk des Trier-Luxemburger Raumes. Das Trogtiefste sieht er in dieser Stufe aus dem Luxemburger Spezialtrog in den Bereich der Eifeler Quersenke einschwenken. Zudem gerät mit Beginn des "mo" der gesamte Eifeler Schiefergebirgsteil unter den Meeresspiegel. Im höheren Hauptmuschelkalk sieht KNAPP (a.a.O., S. 155) "Sedimentation und Faziesverteilung ... völlig unabhängig von der alten Eifeler Nord-Süd-Zone."
Einzelne Profile in Mittlerer und Oberer Trias der Nordeifel wurden von MULLER, PAPAIOANOU & SCHRADER (1977) sedimentologisch bearbeitet.

Keuper

Der Eifeler Raum und das rechtsrheinische Schiefergebirge gelangen unter flache Meeresbedeckung (s. WURSTER, 1964, S. 119).
Zwischen Kommern und Thum liegen auf einer Länge von 13 km Reste von Unterem, Mittlerem und Oberem Keuper.
Faziell bestehen keine größeren Abweichungen zu der eigentlichen Beckenentwicklung, außer daß die Sandschüttungen im "ku" und "km" fehlen.
Der Untere Keuper (Kohlenkeuper) gliedert sich in den Unteren Dolomit (3-4 m), "Bunte Mergel" (10 m) sowie den"Grenzdolomit" (3 m).
Der Mittlere Keuper setzt sich aus dem tieferen Gipskeuper (15-18 m) und dem Steinmergelkeuper (15 m) zusammen.

Der Obere Keuper (Rhät) besteht aus Tonen, Tonsteinen und Sandsteinen - bei einer Mächtigkeit von 25 m.
Mit den detritischen Anteilen kommt es im Oberen Keuper zu einer Umkehr der Sedimentationsrichtung. Bis hinein in den Lias griffen die folgenden Transgressionen von Norden durch die N-S-Zone nach Süden (HOFFMANN, 1962; MULLER et al., 1967, S. 174; BOCK et al., 1982).

3.1.1.4. Jura

Unter pleistozänen und oligozänen Deckschichten liegen an Störungen und NE' Schichtabtauchen gebundene, geringmächtige Reste von Lias verborgen.
Bereits v. DECHEN (1884, S. 405) erwähnte ein derartiges Vorkommen mit Schlotheimia angulata aus einem Brunnen in Drove.
LANGE (1941) überarbeitete dieses Vorkommen und erweiterte das Alter der Fundschicht nach unten hin um tiefere Psilonotenschichten.
KNAUFF & SCHRÖDER (1962) geben nach Bohrungsauswertungen eine Kartendarstellung der Liasverbreitung. Die Datierung der gewonnenen Proben ergeben mikro-faunistisch als jüngstes Alter Lias $alpha_3$. Es ist wahrscheinlich, daß diese Vorkommen zwischen Drove und Ginnick (Graben von Thum, Ginnicker Mulde) mindestens bis an den Stockheimer Sprung heranreichen.
Darauf aufbauend fand KNAUFF (1974) erneut Lias $alpha_{2-3}$ im Ort Bürvenich sowie bei Emken und revidierte seine vorherige Ansicht dahingehend, daß höhere Stufen des Lias nicht (mehr) vorhanden sind und möglicherweise erodiert wurden (Vorkommen Bürvenich in Kte. "Geol. Struktur" in: KNAPP, 1980 sowie in Kte. 3 der Anlage).
Ähnlich wie Mittel- und Oberlias bei Emmerich durch transgredierendes Paläozän gekappt wurden (HOFFMANN, 1962, S. 153), dürfte es naheliegend sein, daß ehemaliger hö-

herer Jura prä-oberkretazisch abgetragen und/oder durch transgredierendes Oligozän bis hinunter auf Lias $alpha_3$ reduziert wurde.
Zusammenfassend läßt sich sagen, daß das Lias-Meer aus dem nordwestdeutschen Raum über die Straße Emmerich-Weseke und das westholländische Lias-Becken (HOFFMANN, 1962) in die heutige Niederrheinische Bucht eindrang, seinen weiteren Weg über eine mögliche "Eifelstraße" nahm und in Richtung Pariser Becken übergriff (HOFFMANN, 1962, S. 153,156; MULLER et al., 1976, S. 174).
Spätestens mit dem Dogger kann für den behandelten Raum eine Hochgebietslage angenommen werden (Beginn des Einflusses der "Mitteldeutschen Landbrücke").

3.1.1.5. Kreide

Ablagerungen der Höheren Oberkreide liegen in wenigen Überresten unter Tertiär und Quartär verborgen.
Paläogeographisch lassen sich diese Zeugen an die Limburger Kreide anschließen. Aus diesem Raum her griff die Kreide transgressiv mit Präobersanton (Hergenrather Schichten) und Obersanton auf die Rheinische Masse über.
Nach ALBERS (1980) folgt eine Diskordanz im Untercampan ("subherzyne Bewegung") als Antwort auf eine leichte Heraushebung des NW-Randes des Schildes sowie Sedimentation von Obercampan und Untermaastricht.
Vor dem Unteren Obermaastricht ruft eine varistisch streichende Randflexur die laramische Diskordanz hervor (ALBERS, a.a.O.).
Im Norden der Mechernicher Senke liegen auf primärer Lagerstätte Senon-Relikte (PFLUG, 1958). Dasjenige von Irnich war schon v. DECHEN (1884, S.441, 442) bekannt.
Datierungen PFLUGs an Sporomorphen aus Bohrungen bei Emken und Bürvenich ergaben Oberkreide-Alter.
Aus dem Gebiet der Höhen- und Hauptterrasse von Kyll und Sauer sind Gerölle aus Feuerstein (Obermaastricht) von

LEPPLA (1925) bekannt gemacht worden.
ALTMEYER (1982) beschreibt Neufunde von Feuersteinen aus dem Oberlauf der Ahr sowie von der Kyll im Raum Oberbettingen. Zusammen mit den Gutachtern ALBERS & FELDER nimmt er ein Übergreifen des Obermaastricht auf weitere Schiefergebirgsteile - mindestens bis in die Einzugsgebiete der genannten Flüsse an. Die Feuersteine wurden von ALBERS & FELDER den Kalksteinen von Lixhe und Lanaye zugeordnet, die zusammen im Aachen-Limburger Raum eine Mächtigkeit von 0 bis maximal 45 m aufweisen können (ALBERS & FELDER, 1979). In dem zentralen Teil der Eifeler N-S-Zone (Raum Oberbettingen) kann man demnach auf eine ehemalige Mächtigkeit von 10-20 m (max. 30 m?) schließen.

3.1.1.6. Känozoikum

Auf die Sedimentationsverhältnisse ab Paläozän kann nur punktuell eingegangen werden.
Dabei muß aus Gründen stratigraphischer Unsicherheit zunächst die Platznahme hydrothermaler Erzlösungen aus der Zeit Kreide und/oder Tertiär erwähnt werden.
Diese Knottenerze werden als reaktivierte Metalle aus dem varistischen Sockel aufgefaßt (s. Zitate bei KNAPP, 1980). Sie beschränken sich mit wenigen Ausnahmen auf den Mittleren Buntsandstein, vielleicht weil der Obere als Stauhorizont wirkte.
Im SE des Mechernicher Dreiecks kam es zwischen Kall und Mechernich im NW bei Maubach ("Maubacher Bleiberg") zu Blei-Zink-Imprägnationen.
Im Mechernicher Gebiet gelten die NE-streichenden "Mechernicher Störungen" (ELBERSKIRCH, 1937) als ausschlaggebend für die Platznahme der epigenetisch-magmatisch-aszendenten Lösungen (KRAPP, 1944). Die NW-SE-Störungen blieben beim Aufstieg inaktiv. Zudem wird dieses NE-SW erstreckte Vorkommen aus dem Buntsandstein-Gebiet heraus mit den Bleierzvorkommen im Unterdevon entlang der Linie Bleialf-Rescheid ("Bleialf-Rescheider Gangzug", s. VOIGT, 1952) in

Zusammenhang gebracht.
Bezüglich der verantwortlichen Störungen für das Maubacher Erz bestehen verschiedene Ansichten. VOIGT (1952) führt eine Dominanz der NE-SW-Richtung sowie die streichende Verlängerung des Maubacher Reviers nach SW in den Brandenberg-Gangzug an.
Aus dem Verlauf der konstruierten Isolinien (s. Kap. 4.1.) ergibt sich eine dominierende NW-SE-(Flexur-) Richtung. Zumal keine auffällige Längserstreckung der Lagerstätte auszumachen ist, ist es denkbar, daß bei der Sockelbewegung beide Störungssysteme beteiligt waren. Kompliziert wird dieses Zusammenspiel durch die gleichzeitige Lage des Maubacher Reviers auf dem Nord-Sporn der westlichen varistischen Achsenrampe.
Bezüglich der Kupfererzvorkommen im Oberen Buntsandstein sei auf BLANCKENHORN (1885, S. 24-26) sowie SCHRÖDER (1979, Nachdruck, S. 39-40) verwiesen.
Die tertiäre Sedimentsäule beginnt im engeren Gebiet der Eifeler N-S-Zone mit terrestrischen paläozänen Ablagerungen innerhalb der Antweiler-Senke.
Im Aachen-Limburger Raum wurde die Kreide nach einer ersten Karbonatlösungsphase im Paläozän-Eozän durch die Oligozäntransgression teilweise abradiert, wobei das Kreideprofil seine kräftigste Reduktion durch eine plio-miozäne Subrosion erfuhr; der eigentliche Abtrag lief (bzw. läuft) im Quartär ab (s. ALBERS & FELDER, 1981, S. 479, Tab. 1).
Vom Hohen Venn nach SE wurden die Maastricht-Vorkommen entlang einer streichenden Flexur zwischen Mittelpaläozän und Obereozän bis auf wenige Reste erodiert, so daß das Oligozänmeer südöstlich des Venns auf das Paläozoikum übergriff (ALBERS, 1981, S. 4).
Die oben erwähnten umgelagerten Kreiderelikte in der Nordeifel deuten auf eine gewisse Abrasions-Aktivität des Oligozänmeeres hin. Nach (WEILER, 1980) muß die ursprüngliche Verbreitung des Oligozänmeeres sehr viel weiter nach Süden als bisher angenommen gereicht haben. Er beschreibt Funde oligozäner Mikrofossilien in pleistozänen Sedimenten des

Meerfelder Maares. Die maximale Höhenlage der ehemals sedimentbedeckten Umgebung dürfte heute um 520-530 m liegen. Ähnliche Funde im Vulkankessel "Dehner" im Westen des Oberbettinger Trias-Troges lassen auf eine Oligozänbasis-Höhe von heute über 600 m NN schließen (LORENZ & BÜCHEL, 1981).
Für den Zentralteil der N-S-Zone läßt sich nicht mit Gewißheit feststellen, ob die ehemalige geringmächtige Maastricht-Überdeckung präoligozän erodiert oder später abradiert wurde.
Mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht ab Mitteloligozän setzte sich südlich der Mechernicher Senke die Sedimentation ± kontinuierlich bis in das Holozän fort (Schichtenfolge s. KNAPP, 1980).

3.1.2. Fortsetzen der Struktur nach Norden

Im Norden der Mechernicher Senke gerät das Mesozoikum abrupt unter tertiäre und quartäre Decksedimente der Niederrheinischen Bucht. Deren heutige Erosionskante zum Schiefergebirgsrand verläuft wie auch die Hauptstrukturen innerhalb der Bucht in NW-SE-Richtung.
Eine neuere Darstellung der Geologie innerhalb der Niederrheinischen Senke gibt das von einem Autorenkollektiv erstellte Heft GEOLOGIE am Niederrhein (1978) sowie Band I des Deutschen Planungsatlas (1976).
FLIEGEL (1922, 1932) schuf die Grundlagen zu der Karte des Präperm unter dem Niederrheinischen Tiefland (s. Abb. 1, in: GEOLOGIE, 1978).
Die Betrachtung des Sockels in seinem Strukturbild ist unerläßlich für eine weitergehende Aussage über eine Fortsetzung der Nord-Süd-Zone. Störungen pausen sich z.B. vom Untergrund in das Deckgebirge durch, tektonische Hochs (Horste etc.) erlangen Schwellencharakter.
Der dem Mechernicher Vorkommen nächstliegende Buntsandstein im Norden bzw. NW ist unter dem Rurgraben zu finden

(Bohrung Baal 1, Schichtenfolge: Oligozän/Muschelkalk (30 m)/Oberer Buntsandstein, in: FLIEGEL, 1922, S. 110-111). BOIGK (1956) formulierte seine Interpretation noch vorsichtig:" Es scheint deshalb auch nicht ganz abwegig zu sein, im Rurtalgraben in groben Umrissen die nördliche Fortsetung der schmalen Sedimentationssenke des Mechernicher Buntsandsteins zu suchen, die in Südholland in das eigentliche Becken breit ausladend einmündet."
Faziell liegen Unterschiede zwischen dem Buntsandstein in normaler Beckenlage und diesem hier besprochenem auf das Schiefergebirge übergreifend vor: Von Mechernich nach Norden in den Südlimburgischen Raum, weiter vom "Niederrheinischen Nebenbecken" in den Emslandtrog wird der Sedimentstapel mächtiger, stärker konglomeratführend und unter deutlicher Ausprägung von Unterem Buntsandstein im Liegenden auch älter.
Für die Jura- und Unterkreide-Verbreitung ergeben sich Zusammenhänge mit paläozoischen sowie jüngsten Strukturen: "Die Übereinstimmung zwischen den sedimentologischen Richtungen im Karbon des Campine-Brabanter Beckens einerseits, im Jura und in der Unterkreide des W-Niederländischen Bekkens und des Rurtal-Grabens andererseits ist bemerkenswert (Abb. 7) ... kaum rein zufällig." (s. BLESS, BOUCKAERT & PAPROTH, 1980).
Eine weitere Auffälligkeit ist die erhöhte Mächtigkeit der tertiären Sedimente (unaufgespaltene Hauptflözgruppe) im Schnittbereich der N-S-Richtung mit der "Niederrheinischen Richtung" (NW-SE) bei Bergheim. In diesem Kreuzungsbereich schwenken die teilweise bereits synsedimentär aktiven Störungen ausnahmsweise nach Westen ein (Jackerather Horst), um bald außerhalb des N-S-Einflußgebietes im Wasseler Horst wieder NW-SE zu streichen.
Auf der Kölner Scholle liegen reduzierte Tertiär-Schichtmächtigkeiten vor.
Nach Studium der Literatur ergaben sich folgende Hinweise für ein Auslaufen der N-S-Zone im Bereich der heutigen Erftscholle:

- Das über einen langen Zeitraum fortlebende Krefelder Gewölbe sowie das relative Hochgebiet der Kölner Scholle waren zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins (auch länger?) eine NW-SE streichende Zone stabiler Schiefergebirgshochlage. Die paläozoischen Strukturen lassen sich aus dem Bergischen als Einheit bis unter die Kölner Scholle verfolgen.
- Die Richtung der Buntsandsteinschüttung verläuft bei Kall zunächst nach NE, dann im Hauptteil der Mechernicher Senke generell nach Norden, um spätestens zwischen Düren und Bergheim in der Niederrheinischen Bucht nach Nordwesten und Westen umzubiegen. Der mögliche Hochgebietscharakter des Horstes von Brüggen-Erkelenz und Jackerath im Buntsandstein dokumentiert sich heute als herausragende positive magnetische Anomalie von maximal 239 nT (zum Vergleich: Mechernicher Senke um -40 nT, Krefelder Gewölbe +11 nT).
- Das nördliche Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone, im Bereich Sötenich-Maubach reliktisch aufgeschlossen, reicht, paläogeographisch hauptsächlich im Buntsandstein wirksam, nach Norden höchstens an den Randbereich der heutigen Kölner Scholle. Diese Ansicht hat bereits LUCIUS (1948, S. 359) vertreten: "Östlich des Erftsprungs lag Land..."
- Für die jüngere Trias bzw. das jüngere Mesozoikum beschreibt HOFFMANN (1962, S. 154) die "Niederrheinische Bucht auch zur Rhät/Lias-Wende als einen durch NW-SE streichende Schwellen und Senken gegliederten Raum."
- Die N-S-Richtungsdominanz trifft im Bereich Bergheim-Erkelenz (im Tertiär: "Erkelenzer Schwelle") auf einen starren, rigiden Block im Untergrund; wie das Kartenbild (Deutscher Planungsatlas, 1976) und die Häufigkeit sich durchpausender Strukturen anzeigen, versiegt auch die tektonische N-S-Richtung im Bereich des heutigen Wasseler Horstes.

Als Fazit kann gelten, daß die Eifeler Nord-Süd-Zone sich ungefähr im Gebiet der Lokalitäten Liblar-Bergheim-Wasseler Horst zerschlägt. Die Sedimente des Buntsandsteins bo-

gen aus der Mechernicher Senke kommend nach Nordwesten ab und zeichneten so bereits die heutige Rursenke vor (PFLUG, 1958, S. 409).
Diese Überlegungen müssen bevorzugt für den Mittleren Buntsandstein gelten, da zu seiner Zeit der N-S-Zonencharakter am stärksten ausgeprägt war. Infolge der Verflachungs- und Transgressionstendenzen im Oberen Buntsandstein können keine weiteren die N-S-Zone betreffenden Aussagen mehr getroffen werden.
MURAWSKI (1964, S. 288) sieht in der Zechstein-Salinarphase 1 und 2 des Niederrheinischen Beckens (Wesel-Winterswijk) und ihrem Verlauf eine "deutliche Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone." Obwohl nördlich Mechernich bis Geldern nichts auf eine Verstärkung des Nord-Süd-Zonalen, z.B. durch noch stärkeres varistisches Achsenfallen, hinweist, sieht MURAWSKI (a.a.O., S. 289) "die Nord-Süd-Achse wesentlich stärker ausgebildet... je weiter man sich von der Niederrheinischen Bucht nach Norden entfernt."
Da die N-S-Zone mit ihrem Eifeler Kernbereich, durch varistische Achsen zwar vorgeprägt, aber im Buntsandstein erst morphologisch-sedimentär wirksam wurde, halte ich es für überinterpretiert, die 80 km entfernte, buchtartig NNE gestreckte Niederrheinische Zechstein-Salzpfanne (TEICHMÜLLER, 1957) bereits als Beleg für überregionale N-S-Zonierung anzuführen; das Krefelder Gewölbe als dominantes und langlebiges Widerlager sowie die varistisch-hercynische Tektonik sind von zu starker Prägnanz.
Die NNE-Erstreckung des Rötsalinars am NW-Rand der Rheinischen Masse sowie der NE-SW-Verlauf der Buntsandstein-Isopachen zwischen Wesel und Bentheim stehen nur in Zusammenhang mit der Subrosion des Zechstein-Salinars im Untergrund (s. BOIGK, 1957, Abb. 7; GEOLOGIE, 1976, Kte. "Geologische Struktur").

3.2. Kerngebiet der Eifeler Quersenke (Westeifel)

Dieses Mittelstück mit den charakteristischen Eifelkalkmulden und einer kleinen, mesozoischen Innensenke durchläuft die Westeifel über eine Länge von 32 km nord-südlich. Die Abgrenzung dieses Areals erfolgt zunächst grob, auf der ausgeprägten Relikthaftigkeit des Buntsandsteins basierend, im Vergleich zu den größeren Verbreitungsgebieten im Norden und Süden. Die hier vorgenommene Abgrenzung steht bereits in Einklang mit der Auswertung der Isolinienpläne. Nach einer buntsandsteinfreien Zone von über 8 km kann der nächste Nachweis ehemaliger zusammenhängender Sedimentbedeckung erst wieder S' Nettersheim mit wenigen Relikten erbracht werden.
Weiter nach Süden folgen erst zwei größere Flecken Buntsandstein, bis dann im Raum Oberbettingen eine mächtigere Senkenfüllung erhalten blieb.
Der Bereich fehlenden bzw. in seinem Zusammenhang unterbrochenen Buntsandsteins bei Birresborn grenzt dieses Kerngebiet nach Süden ab.
Eine durchgehende geologische Bearbeitung in Meßtischblattformat ist bis heute von diesem Gebiet nicht erfolgt. Die einzigen Kartendarstellungen des Raumes finden sich in den großmaßstäblichen Übersichtskarten von v. DECHEN (1868), AHRENS & SCHMIDT (1962) und DAHLGRÜN (1939) sowie Kartenausschnitte in: RAUFF (1911) und FUCHS (1965, 1980). Dieses Kerngebiet der Eifeler Quersenke kann mit Blick auf die sie charakterisierenden Buntsandstein-Relikte im Raum zwischen Blankenheim und Stadtkyll sowie dem Oberbettinger Senkungsbecken synonym auch als (Schmidtheim-) Oberbettinger Senkungsfeld (-becken) bezeichnet werden.

3.2.1. Blankenheim - Stadtkyll

3.2.1.1. Der Sockel

Das Unterdevon ist in drei Sätteln aufgeschlossen, dem die Sötenicher und Blankenheimer Mulde trennenden Nettersheimer Sattel, dem Mülheimer und Stadtkyller Sattel. Schichten des Emsiums streichen aus.
Mitteldevonische Ablagerungen beschränken sich auf die Blankenheimer (i.w.Sinne), Rohrer und Dollendorfer Mulden. Die Muldensüdrand-Störungen sind postpaläozoisch nicht mehr aktiviert worden, der Buntsandstein greift randlich ungestört darüber (z.B. E' Schmidtheim).
Das Schichtstreichen verläuft generell NE-SW.
Im Bereich der Blankenheimer Mulde 1 km NW' Blankenheimerdorf bis 1 km N' Mühlheim verläuft der Muldennordrand W-E, während der Muldensüdrand nur auf ein 60°-Streichen abgebogen wird. Zudem ist es auffallend, daß von Mülheim nach NE (Tondorf) die Mulde leicht aushebt und auf 750 m Quererstreckung ausdünnt (Deutung s. Kap. 4.2.).

3.2.1.2. Perm

Südlich und östlich von Dahlem liegen diskordant auf Unterdevon auffällig karbonathaltige Konglomerate, die zum Teil auch von Buntsandstein überlagert sind. Es sind dies folgende Vorkommen auf TK 5605 Stadtkyll:

- W' Heidenkopf, am Weg in Richtung Bahnhof Dahlem aufgeschlossen (r 2539550 h 5583150); die brecciösen Konglomerate führen bis 10 cm große, dolomitische, aus benachbarten Eifelkalkmulden stammende Komponenten. Dieses rötliche, 10 bis 15 m mächtige Gestein wurde zuerst von KUCKELKORN (1925) bzw. KUCKELKORN & VORSTER (1926) beschrieben. Die Basis liegt in 540 m Höhe.
- bei dem Gehöft Fuchskaul an der E 42; aufgeschlossen in Straßengraben bzw. Lesesteine entlang Elektromasten (r 2538000 h 5581800/ r38300 h 82200)

Das Vorkommen war bereits BLANCKENHORN (1885, S.8-9), KRAUSE (1922) sowie VAN WERVEKE (1925, S. 475) bekannt. Es hat eine Basishöhenlage von 520 m, fällt flach nach NW ein und ist maximal 16 m mächtig.

Aus diesen NE-SW aufgereihten, wenigen Zeugen leitet SCHRÖDER (1954) eine kleine, streichende Perm-Senke ab, die sich in ihren zwangsläufig hypothetischen Grenzen an das Gebiet des Stadtkyller Sattels hält. Man kann sie als Stadtkyller Permsenke bezeichnen.

3.2.1.3. Trias

Die Trias ist nur noch lückenhaft mit Buntsandstein-Erosionsresten vertreten. Die bezüglich ihrer Mitteldevonmulden-Aufreihung 30-40 km breite N-S-Zone ist heute in diesem Abschnitt mit ihren Buntsandsteinresten nur über eine Breite von 10 km belegt.
Von Norden (bei Mühlheim) nach Süden (E' Dahlem) nehmen die Relikthaftigkeit und die Konglomeratführung ab und die Mächtigkeiten zu. In der gleichen Richtung treten auch immer deutlicher Reste von Oberem Buntsandstein hinzu (zur Stratigraphie und Lithologie s. MADER, 1979; s. auch Kap. 3.2.2.3.). Die Fazies des Mittleren Buntsandstein wird neuerdings von MADER (1979, S. 116 ff) hier als ausschließlich äolisch angesehen (mit Ausnahme von zwei kleinen Bänken am Heidenkopf II).
Die längergestreckten Vorkommen sind auffälligerweise nur dort erhalten, wo Unterdevon im Liegenden ansteht oder enden erosiv kurz nach dem Übergreifen auf die Muldengesteine. Die restlichen Vorkommen widerstanden der endgültigen Erosion, indem sie in Dolinen ein- oder von Vulkanhärtlingen überlagert waren.
Die unterschiedlich gestalteten Unterlager wurden bei der Isolinienführung mit berücksichtigt (s.u.).
Die Vorkommen sind im Einzelnen von Norden nach Süden:

auf TK 5506 Aremberg

1. Dolinenfüllung mit 4-5 m Lehm und 5 m (autochthonem?) Buntsandstein, an der Einmündung der von Reetz nach Norden führenden Straße in die Bundesstr. Nr. 51 bei r 49570 h 92100 aufgeschlossen. Der Fundpunkt wird von KÖLSCHBACH (1980) erwähnt. Die Höhenlage der Basis des eingelagerten Buntsandsteins beträgt heute ungefähr 548 m.
2. NE' Mülheim beschreibt KÖLSCHBACH außer einer ausgedehnteren Buntsandsteinbestreuung einen Streifen anstehenden, mürben Buntsandsteins ("sm"?), den er im Gegensatz zur Störungstektonik von OCHS & WOLFART (1961, S. 63:"Buntsandsteingräben NE' Mülheim") durch eine Dolomitrippe vor Erosion geschützt sieht. Die heutige Höhenlage des in KUCKELKORN & VORSTER (1926) noch nicht verzeichneten Vorkommens (r 48770 h 90980 bis r 49000 h 91200) liegt bei 486,0 m.
3. 1,2 km südlich Mülheim liegt ein nur wenige Meter mächtiger Rest in ungefähr 428 m Höhe (KUCKELKORN & VORSTER).

Einen Rest umgelagerten Buntsandstein findet man am NE' Ortsausgang der Ortschaft Reetz (KUCKELKORN & VORSTER), was in der Karte von OCHS & WOHLFART (1961) als Tertiär vermerkt ist.

auf TK 5505 Blankenheim

4. E' Schmidtheim im gleichnamigen Forst lagert ungefähr zwischen der B 51 und Nonnenbach (Hirz-Berg) eine reliktische Scholle Buntsandstein. MADER (1979, S.179, 246f) beschreibt die unteren 6 m der Profilabfolge in der Kiesgrube SE' der Straße Dahlem - Blankenheim (r 41700 h 86350) als Dünensande innerhalb des Mittleren Buntsandsteins, darüber folge fluviatiler Oberer Buntsandstein mit außergewöhnlich mächtigen und großen Konglomeraten. Diese letzt genannte, ungewöhnlich grobe Fazies ohne violette Grenzschicht bezeichnet MADER als nur lokaltypische "Schmidtheim-Fazies". Der Konglomerat-

gehalt dieser "channel bar deposits" im Westen nimmt nach Osten hin etwas ab (a.a.O., S. 184). Die Mächtigkeit für den Buntsandstein im Schmidtheim-Stadtkyller Raum gibt MADER mit max. 50 m für den Mittleren und 30 m für den erhalten gebliebenen Oberen Buntsandstein an. Im Bereich der genannten Kiesgrube liegt diese Abfolge auf 20-35 m reduziert vor.

auf TK 5605 Stadtkyll

5. 1 km E' Dahlem beginnt die größere Buntsandsteinplatte der Heidenköpfe I-III; das Profil am Schießplatz Heidenkopf II mit auffällig viel toniger Substanz gehört nach MADER (1979, S. 71) in den Mittleren Buntsandstein; hieraus beschreibt er tafelig-planare Schrägschichtung sowie Omikron-Schrägschichtung, wobei er die Sedimente zu seinen als äolisch abgelagerten Dünnschichten zählt. Die ebenfalls auftretenden geröllführenden Bänke werden von ihm als fluviatil umlagerte Dünnschichten interpretiert. Die oberen Profilabschnitte am Heidenkopf I und III enthalten bereits Oberen Buntsandstein ("Untere Usch-Schichten" bei MADER, a.a.O.).
6. Nördlich des Oberlaufes des Eichholzbaches bei P. 537,0 (r 42350 h 84900) liegt, erosiv vom Buntsandsteinsporn des Heidenkopfes I abgetrennt, ein 250 m breiter Rest von Mittlerem Buntsandstein.
7. Nördlich Waldorf liegt in der Flur "Kopp" ein ovaler, 700 x 300 m großer Rest (r 43800 h 84500). Die von KUCKELKORN & VORSTER (1926) dargestellte durchgehende Sedimentbedeckung bis zum Heidenkopf III unter Zuhilfenahme einer langen Störung konnte nicht nachvollzogen werden.
8. Infolge der vulkanischen Aktivität des Strombergs (r 45300 h 84430) blieb eine Platte von Buntsandstein erhalten. Dieser und nicht der Basalt bildet die höchste Stelle mit 559 m NN. Die Vulkanite drangen seitlich aus. Die exhalative Tätigkeit des Schlotes verkieselte den Buntsandstein, so daß ein widerstandsfähiger Quarzit-

deckel entstand (s. SCHERP & WOLFF, 1964; ZEZSCHWITZ, 1969). Die Mächtigkeit des nach Süden geneigten Buntsandsteins beträgt 40-45 m.

9. Zwischen Waldorf und Alendorf ist Buntsandstein in Taschen innerhalb givetischer Dolomite einsedimentiert. Der Flurname lautet "Griesheuel" (r 44850 h 82500). In der Umgebung liegen vereinzelt Basaltblöcke. Während KUCKELKORN (1925, S. 99-100) dieses Buntsandsteinvorkommen (etwas zu groß) dokumentiert hatte, verzeichnet die Karte von KUCKELKORN & VORSTER (1926) dieses Vorkommen nur mit der Signatur für vulkanische Blöcke. Der höchste Punkt mit 563,6 m wird von Mitteldevon eingenommen. Die Mächtigkeit des restlichen Buntsandsteins liegt im Schnitt bei 4 m (bis 12-15 m).
10. Am NW-Rand der Dollendorfer Mulde W' Waldorf bei Punkt 545,0 (r 43400 h 83210 und r 43300 h 83450)geben KUCKELKORN & VORSTER (1926) Fetzen von Buntsandstein unter einem Vulkanitvorkommen an. Die Lokalität ist heute mit Schutt eingedeckt.

Im NE des Hahnenberges (588,9) liegt Buntsandsteinschutt; ein ähnlich kleines Vorkommen liegt gerade im Grenzbereich von Mittel- und Unterdevonschichten SW' Esch (r 42200 h 80200). Diese Vorkommen wurden nicht für die Konstruktion der Isobasen verwandt.

3.2.1.4. Vulkane

Vier Vorkommen sind zu nennen, die jedoch schon stark zerstört sind. Im Unterschied zu den quartären Westeifel-Vulkanen haben sie ein tertiäres Alter.

1. Der auf Klerfer Schichten und Buntsandstein sitzende Vulkan (-rest) des Stromberges durchdrang unter Lateraleffusion den überlagernden Buntsandstein mit exhalativen, alkalischen Gasen. Mit ausklingender Vulkantätigkeit muß der pH-Wert des Grundwassers wieder gesunken sein, so daß die vorher gelöste Kieselsäure wieder innerhalb des Buntsandsteins ausfiel (SCHERP & WOLFF,

1964).
Die nachfolgenden Vorkommen liegen alle innerhalb der Dollendorfer Mulde (s. KUCKELKORN & VORSTER).

2. W' Waldorf bei Punkt 545,0 (r 43400 h 83210) findet man vereinzelt Basaltstücke auf den im Süden anschließenden Äckern.
3. Einige Basaltblöcke befinden sich am "Griesheuel" (r 44850 h 82500).
4. Des weiteren verzeichnen KUCKELKORN & VORSTER ein Vorkommen im Süden der Ortschaft Alendorf, etwas oberhalb der Straßenkehre; dieses Vorkommen ist nicht mehr auffindbar.

3.2.2. Oberbettinger Senkungsfeld/ Forschungsgeschichte

Zwischen der Dollendorfer Mitteldevonmulde im Norden und der Gerolsteiner Mulde im Süden lagert ein 11,5 km Nord-Süd längserstreckter sowie 5-8 km breiter Buntsandsteinüberrest.
Außer einer stratigraphischen Bearbeitung durch MADER (1979) ist diese auffällige Struktur bisher nicht eingehend tektonisch bearbeitet worden. Durch die Fülle von artenreichen Faunen in den Mitteldevonischen Schichten wurde das wissenschaftliche Interesse hauptsächlich auf deren Tektonik und Stratigraphie gerichtet. Die Buntsandsteinbedeckung wurde - wo angetroffen - in diesen Spezialarbeiten meist nur der stratigraphischen Vollständigkeit halber angesprochen.
ZEPP (1933) näherte sich etwas der von mir behandelten Problematik bei seiner Bearbeitung der Kyllterrassen.
HAPPEL & REULING (1937) berührten mit der Kartierung der Prümer Mulde auch den SW-Rand dieses Oberbettinger Gebietes.
HAPPEL (in: HAPPEL & REULING, a.a.O., S. 67) postulierte

zwei große (NW-SE verlaufende) Grabenrandverwerfungen, an denen die NE' Fortsetzung der Prümer Mulde und die mit dieser in Verbindung stehende SW' Fortsetzung der Hillesheimer Mulde mit dem auflagernden Buntsandstein abgebrochen sind.
Diese zunächst vage Vermutung wird danach von FUCHS (1965, S. 421) mit dem Terminus "Oberbettinger Graben" als Faktum übernommen.
Die von MADER (1979) nur kurz erwähnte sowie dann auch durch FUCHS (1980) vertretene Ansicht eines tektonischen Senkungsfeldes kann nach Auswertung der eigenen, gesammelten Daten bestätigt werden.
FUCHS (1980, S. 654-655, 666) erklärt die auffälligen Höhen- und Mächtigkeitsunterschiede aber mit NE-SW-Karbonatschwellen des devonischen Untergrundes. Die eigentlichen großen (Bewegungs-) Scharniere blieben unbekannt (s.u.) Eines dieser Scharniere grenzt das Senkungsfeld z.B. nach Süden ab.
Die W- und E-Ränder der Senke scheinen stark durch die schräg durchziehenden, varistischen Sättel und Muldenstrukturen mitbestimmt zu sein.
Die Komplexität des Gebietes wird noch durch die von SE nach NW durchgreifende Westeifeler Vulkanzone gesteigert (vgl. Kte. 1:200000 Bl. Cochem (DAHLGRÜN)).

3.2.2.1. Sockel

Die tektonischen Strukturen, die das Buntsandstein-Areal umgrenzen und unterlagern, sind von Norden nach Süden (STRUVE, 1961):

Dollendorfer Mulde
Jünkerather Sattel — Wiesbaumer Sattel
Prümer Mulde — Hillesheimer Mulde
Hinterhausener Sattel — Essinger Sattel
(= Müllenborner S.) — Gerolsteiner Mulde
Birresborner Sattel

In den Sätteln treten Schichten des Unter- und Oberems (Klerfer Schichten, Emsquarzit, Heisdorf-Schichten) auf; die Mulden beinhalten Eifel- und Givet-Schichten.
Die nachweisbar einzige Ausnahme bildet die Prümer Mulde, die oberdevonische Cypridinenschiefer von Oos als jüngstes Schichtglied (doIIα) enthält (KREBS, 1962).
Die unterdevonischen Gesteine sind vorwiegend dunkelgrüne bis graue, harte Sandsteine, denen Silt- und Tonsteine zwischengelagert sind; zum hangenden Mitteldevon hin vermitteln Kalksandsteine mit pseudo-ooidischen Roteisenflözen.
Die mitteldevonische Abfolge ist hauptsächlich durch klotzige, manchmal geschichtete Dolomite mit Verkarstungserscheinungen repräsentiert (givetische "Eifeldolomite"). Flächig nicht so verbreitet finden sich im Liegenden weichere Kalksandsteine und mergelige Tonschiefer der Eifelstufe.
Eine Kompilation von Mächtigkeiten und eine Paläogeographie der einzelnen Stufen sowie Literaturzitate sind in der Arbeit von MEYER & STETS (1980) zu finden.
Der Übergang von mittel- zu unterdevonischen Schichten ist oft von Störungen begleitet. Auffällig sind hierbei die Muldenrandüberschiebungen, die am Südrand der Dollendorfer und Prümer Mulde stark entwickelt sind. Zusätzlich ist in der Hillesheimer Mulde der Nordflügel stark unterdrückt: Givetische, dolomitisierte Kalke und Mergel grenzen in Hillesheim direkt gegen Unterdevon (KUCKELKORN & VORSTER, 1926; FUCHS, 1965).
NE' Walsdorf zeigt ein Teil der Niedereher Hauptmulde ein auffälliges Einbiegen in die N-S-Richtung unter Hinzutreten N-S-verlaufender Störungen im Bereich des Arensberges und westlich davon (s. FUCHS, a.a.O., S.434).
Die Gerolsteiner Mulde, in der die Randverwerfungen schwächer ausgebildet sind (HEIBEL, 1969), hat ein generelles ENE-Streichen.

3.2.2.2. Perm

In der Zeit zwischen der oberkarbonischen Faltung und der Sedimentation des Mittleren Buntsandsteins lag eine Epoche starker Abtragung. In diesen über 60 Millionen Jahren wurde infolge der Orogenese und einer postorogenen Heraushebung die Schichtfolge innerhalb der engeren Nord-Süd-Zone von (unterkarbonischen?) oberdevonischen Schichten bis hinunter auf das Unter-Emsium abgetragen.
Addiert man die Schichtsäule unter Zuhilfenahme der Daten von MEYER & STETS (1980) von einschließlich Ober-Ems (50-200 m) über die Eifel-Stufe (200-400 m), das Givet (100-600 m) und das Oberdevon (mehr als 200 m, CLAUSEN, 1968), so ergibt sich eine fehlende Sedimentsäule von sicherlich mehr als 1000 m. In dieser Rechnung ist der Abtrag von Unter-Ems nicht berücksichtigt, da ein Bemessungshorizont fehlt und die posttriadische Erosion nicht zu quantifizieren ist.

3.2.2.3. Trias

Buntsandstein

Im Oberbettinger Raum transgredieren Schichten der Trias auf Gesteine von Unter-Ems- bis Oberdevon-Alter.
Das Mittlere und Obere Devon wurde mit wenigen Ausnahmen bereits im Laufe des Buntsandsteins vollständig verdeckt.
Die Schichtenfolge der Trias ist in Überresten bis an die Basis des Muschelkalks erhalten. Eine ehemalige Bedeckung der Nord - Süd-Zone bis mindestens in Keuper und Lias hinein wird angenommen (s.o.).
Hauptsächlich erhalten geblieben sind Gesteine des Mittleren und Oberen Buntsandsteins.
Nach MÜLLER & SCHRÖDER (1960) bearbeitete MADER (1979; 1980 a,b; 1981 a,b) diese Stufe stratigraphisch und zum

Teil sedimentologisch.

Im Gegensatz zur üblichen Ansicht einer subaquatischen, überwiegend fluviatilen Ablagerung des Buntsandsteins, interpretiert MADER den überwiegenden Teil des Mittleren Buntsandsteins der Westeifel als äolisches Sediment.

Die von MADER vertretene Ansicht vorwiegend äolischer Entstehung des "sm" zwischen Stadtkyll und Bitburg wirft einige Fragen, Probleme und Widersprüche auf.
Zunächst einige Zitate:
"In der Nordeifel besteht die Abfolge des Mittleren Buntsandstein nahezu vollständig aus fluviatilen Sedimenten."
(MADER, 1980 b, S. 13)
"In der nördlichen Westeifel (etwa im südlichen Teil von Blatt Aremberg) scheint die Abfolge aeolischer und fluviatiler Sedimente sich nach Norden mit einer rein fluviatilen Serie zu verzahnen."
(MADER, 1980 b, S. 33)
"Während in der nördlichen Trierer Bucht und im Stadtkyller Raum Dünensande überwiegen, erlangen im Oberbettinger Gebiet fluviatile Sedimente ein stärkeres Gewicht."
(MADER, 1979, S. 116)
"In der Südeifel treten nur sporadisch aeolische Lagen im ansonsten fluviatilen "sm" auf."
(MADER, 1981c)
Aus diesen Erkenntnissen ergeben sich folgende Fragen:
Wohin entwässerte das Flußsystem der Südeifel bei generell N-weisenden Schüttungsvektoren?
Doch zwangsläufig infolge N-wärtiger Abdachung durch die Eifelsenke nach Norden.
Wie ist es dann möglich, daß gerade bei Verengung der Sedimentationsstraße (Eifeler N-S-Zone sensu WIENECKE) der Einfluß des Transportmediums Wasser zugunsten äolischer Sedimentation (in Bezug auf die Densborn-Schichten) abnimmt?
Wie kommt es, daß im Stadtkyller Bereich nun nahezu rein äolischer Mittlerer Buntsandstein vorliegen soll (MADER, 1979, a.a.O., S. 71, Abb. 23), wenn im Oberbettinger Bereich die fluviatile Komponente überwiegt?
Da der "sm" infolge seiner Porosität stark wasserspeichernd und -führend ist, muß es bei verstärktem Wasserdurchfluß und verstärkter Fließgeschwindigkeit innerhalb der N-S-Senke laufend zu Überflutungen bzw. vollständigen Umlagerungen vorheriger eventueller Dünenbildungen gekommen sein.
In der N' Bitburger Senke sowie im Stadtkyll-Schmidtheimer Gebiet wäre deswegen ausschließlich fluviatiler "sm" zu erwarten; die im Forst Schmidtheim anstehenden, mächtigen Konglomerate werden aber von MADER in den "so" gestellt.
Ist nun gerade der für den Wassertransport durch die Senke notwendige, fluviatil abgelagerte Mittlere Buntsandstein einfach nicht erhalten?
Für eine solche Möglichkeit spricht nichts, ebenso wie man

nicht ein Verzahnen von "sm" (äolisch) mit "sm" (fluviatil) im Süden von Blatt Aremberg sehen darf (s. 2. Zitat von MADER), wenn dort und auf drei angrenzenden Meßtischblättern nur drei winzige Relikte Buntsandstein erhalten sind (s. Anl.). Die Frage, woher denn das Wasser des aquatischen Nordeifel-Buntsandsteins gekommen ist, wenn eine Herkunft aus Süden (bzw. der Südeifel) nicht in Betracht gezogen werden kann, ist unlösbar, da gemäß den Schüttungspfeilen und anderen Indizien die Konglomerate im Teilbecken von Kall nicht in einer Buchtposition, dessen Wasser von Norden stammen könnte, sondern von Süden mit hoher Fließgeschwindigkeit kommend unter Ausbreitung und Transportverlangsamung bald abgesetzt worden sind.

Überlegungen zu einem buntsandsteinzeitlichen Paläopassatsystem in der kleinen, schlecht aufgeschlossenen Westeifel, deren Paläowinde nach Rückrotation der Eifel in ihre triadische Paläo(pol)lage südweisend sein sollen und damit den ermittelten generellen Transportrichtungen diametral entgegenlaufen (s. MADER selbst, 1980 a), müssen als spekulativ angesehen werden, da Klima und Windsysteme über einen Zeitraum von 200 Millionen Jahren nicht konstant bleiben.
Bezüglich der Dünnschichten gibt es konträre Ansichten bei BACKHAUS (1972; 1974; 1975 (Zitate s. MADER, 1980 a)), der eine aquatische Entstehung annimmt.

Schrägschichtungsmessungen im Mittleren Buntsandstein ergaben einen recht einheitlichen, generellen Sedimenttransport in nördliche Richtungen durch die Eifelsenke - und zwar unabhängig vom Ablagerungsmedium (nach PICARD, SCHRÖDER, MADER, 1980 a, S, 934 u.a.).
Für die Paläoströmungsrichtungen im Mittleren Buntsandstein ergeben sich nach MADER nordöstlich und nordnordöstlich weisende Vektoren sowie "besonders einheitliche Hauptschüttungsrichtungen ... am Südrand des Oberbettinger Gebietes."
Die Messungen in als äolisch interpretierten Anlagerungsflächen ergaben nach MADER (1980) für den Mittleren Buntsandstein vorwiegend nordöstliche bis nordwestliche Richtungen.
Die Messungen für den Oberen Buntsandstein zeigen eine breitere Streuung der Haupttransportrichtungen (MADER, 1981 a).
Vom Hauptschüttungskegel zwischen NNW' und NE' Richtungen

abgesehen, zeigen sich lokale Einschüttungen von den Rändern (aus den Ardennen und aus Osten).
Zum Teil wurden repräsentative Schüttungsvektoren der fluviatilen Serien aus den MADER'schen Arbeiten in die Karten (s. Anlage) übernommen.
Auf die Lithologie des Buntsandsteins soll nur kurz eingegangen werden, da bereits zahlreiche und eingehende Aufschlußbeschreibungen von MADER (1979) vorliegen.
An der Basis beginnt der Mittlere Buntsandstein in der Nähe des intensiv reliefierten Untergrundes oft mit groben Konglomeraten. Diese bestehen aus locker zusammengehäuften Milchquarz-, unterdevonischen Sandstein- und Grauwacken-Geröllen. MADER bezeichnet sie hier als "Fazies der Konglomerate von St. Thomas". Diese tritt verstärkt im südlichen Oberbettinger Gebiet bei Müllenborn (Ooser Nase, am Waldweg S' P. 495,3, an der Auelsley sowie in der Baugrube am Friedhof Müllenborn, r 43350 h 67750) auf. Im Zentraltrog sind Konglomerate aus einer Bohrung (Nr. 39) W' Oberbettingen beschrieben; im Norden des Oberbettinger Triasgebietes kann diese Fazies im Ripsdorfer Wald, SW' Nonnenbach beobachtet werden.
Dieser lokalen Basisbildung kann innerhalb der N-S-Zone kein exakter stratigraphischer Leitwert zugeschrieben werden, da sie von Süden (Pfalz) nach Norden als immer jüngere Schicht aufsteigt. Sie wird faziell als Ablagerung alluvialer Schwemmkegel gedeutet (MADER, 1979, S. 33).
Der unten dargestellte Zusammenhang (s. Kap. 4.1.3.) zwischen dem Auftreten von Konglomeraten und zwei dominanten Schwellengebieten wurde von MADER (1979, S. 31) nur angedeutet:"Es besteht sicherlich ein Zusammenhang zwischen prätriadischem Relief und Auftreten der Basisbildungen, der sich jedoch bei den derzeitigen Aufschlußverhältnissen nicht ergründen läßt."
Im Hangenden folgen hell-, mittelrote und orangefarbige Sandsteine, die mittelkörnig ($\pm$ Quarzgerölle), alternierend dick- und dünnbankig und schräggeschichtet sind sowie ein ausgeprägtes Kluftnetz zeigen. Der Sandstein zerfällt

schnell durch Entfärbung und Bindemittelverlust. Die in Bewegung geratenen lockeren Sande erschweren die Kartierung des eigentlich Anstehenden. Die häufig auftretenden "Dünnschichten", millimeter- und horizontal-geschichtete, feinlaminierte Sandsteine, werden von MADER als Dünensande interpretiert. Eingeschaltete Tonlagen werden von ihm (a.a.O., S. 115) als durch episodische Regenfälle entstanden gedeutet. Diese Gesteinsabfolge wird von MADER als "Densborn-Schichten" bezeichnet; von sich verzahnenden äolischen und aquatischen Sedimenten erlangen dann jedoch "im Oberbettinger Gebiet fluviatile Sedimente ein stärkeres Gewicht" (1979, S. 116), wobei "das Landschaftsbild zur Zeit der Densborn-Schichten ... durch das Nebeneinander von äolischen und fluviatilen Sedimenten geprägt" wird.

Darüber folgen, nur an einigen Aufschlüssen vorhanden und an wenigen zu sehen, die von MADER zu "violetten Grenzschichten" zusammengefaßten, mit zum Mittleren Buntsandstein gehörigen violetten Horizonte (s. ORTLAM, 1967). Die Gesamtproblematik behandeln DIEDERICH & LAEMMLEN (1968, S. 90f). MÜLLER (1954) und ORTLAM (1967; 1971) gliedern den Buntsandstein mit einer Vielzahl violetter Horizonte (z.B. VH2: Grenze "sm"/"so"), während DACHROTH (1972) deren Horizontbeständigkeit und damit den stratigraphischen Leitwert bezweifelt. DIEDERICH et al. hatten ebenfalls auf die zusätzliche Unsicherheit durch Erosionsdiskordanzen, beckenwärtiges Aufspalten sowie zonare Faziesanordnung aufmerksam gemacht.

Die von MADER (1979) erwähnten Vorkommen von violetten Horizonten im Oberbettinger Raum konnten nur in einem Fall am nördlichen Senkenende, nämlich NE' des Mühlenberges, SW' Lissendorf, an der Straße bei r 42 750 h 75300 nachvollzogen werden. Die Basis dieses Horizontes liegt in 465 m Höhe. Jedoch ist er kartiermäßig nur ein kleines Stück weiterzuverfolgen; nach Süden an den Hängen des Dennertsberges fehlt dieser violette Bereich!

Bei der Betrachtung des Schurfs einer neuen Straßenbö-

schung an der Straße Lammersdorf-Dohm in der Nähe von Punkt P 402,2 zeigte sich aber nun, daß sich die violette Färbung horizontunabhängig verhielt; die Färbung sprang auf den 40 Profilmetern um 2 m Höhendifferenz hin und her! In der weiteren Umgebung der Kalenborner Schwelle fehlen obendrein die violetten Grenzschichten, da erst der Obere Buntsandstein übergriff (s. MADER, 1979, S. 127) .
Das überwiegende Fehlen der violetten Grenzschichten erklärt MADER (s. 126) mit schlechten Aufschlußverhältnissen: "In zahlreichen spärlichen Aufschlüssen läßt sich das Dach der Densborn-Schichten und die Basis der Usch-Schichten nicht exakt fassen."
Im Stadtkyller Raum gibt es ebenfalls keine violetten Grenzschichten! Die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins variiert zwischen Om (Schwellenlage) - 40 - 80 (Max. aus Bohrergebnissen) Metern.
MADER (1980 b, S. 26) erwähnt einen Florenfund in fluviatilen Sandsteinen am Heidberg bei Lammersdorf. Bei dem Fundstück handelt es sich um Pleuromeia.
Den Oberen Buntsandstein untergliedert MADER mit Blick auf die Bitburg-Trierer Vorkommen in 4-5 fluviatile Zyklen: Usch-, Malbergweich-, Kyllburg- und Erdorf-Schichten.
Für den Oberbettinger Raum ist die Übertragung der MADER'schen Untergliederung nicht nachzuvollziehen.
Hierzu einige Zitate von MADER(1979): "Die Malbergweich-Schichten sind im Oberbettinger Raum nicht aufgeschlossen." (S.204). Er interpretiert Brunnenspülbohrungen nach den Bohrmeisterangaben:"Im Oberbettinger Raum wird die Basis der Erdorf-Schichten ... in der Bohrung ... an den Übergang gelegt. Eine Grenzziehung durch Lesesteinkartierung ist nicht möglich " (S.241).
Wenn eine solche schon nicht möglich ist, ist sie aus den recht ungenauen Angaben einer Spülbohrung erst recht nicht möglich.
Aus den genannten Gründen sollte zunächst nur rein lithologisch im Oberbettinger Raum in dunkelrote Konglomerate, konglomeratische Sandsteine sowie dunkelrote geröllarme bis

-freie Sandsteine und Siltsteine unterschieden werden.
Der unbestritten fluviatile Obere Buntsandstein beginnt mit einer mehr oder weniger grobklastischen Schüttung, die eventuell vorhandene Bodenbildungshorizonte aufgearbeitet haben wird. Wie schon bei den Basiskonglomeraten auffiel, führen diese Konglomerate trotz fortschreitender Eindeckung der Karbonatschwellen keine mitteldevonischen Geröllkomponenten. Nach oben hin schalten sich dann in die Kiese zunehmend Sandsteinlagen ein.
Der konglomeratische Sandstein wird schließlich durch einen dunkelroten, fein- bis mittelkörnigen, glimmerführenden Sandstein abgelöst.
Ein Einhängen dieser Sedimente bzw. auch der MADER'schen Abfolge in die stratigraphische Buntsandsteinsynopsis RICHTER-BERNBURGs (1974) ist aufgrund des starken Fazieswechsels (besonders in den "Kyllburg-Schichten") in der Oberbettinger und Bitburger Senke problematisch (s. MADER, 1979, S. 238-239). Die Fazies des Oberen Buntsandsteins wird von MADER (1981 b) als fluviatil mit Bodenbildungshorizonten im Hangenden von Kleinzyklen sowie fluviatil-deltaisch bzw. im Hangenden als flachmarin angegeben.
Das einzige Wirbeltierfragment beschreibt JAEKEL (1904) aus dem Oberen Buntsandstein des Oberbettinger Raumes und benennt es "Eifelosaurus triadicus".
Die Mächtigkeit des Oberen Buntsandsteins ist zufolge der heftigen lokalen Fazies- und Mächtigkeitsänderungen (Paläorelief, leicht verlagerte Trogabsenkung?) nicht als additiver Gesamtbetrag anzugeben. Dies würde infolge der stellenweisen Gleichzeitigkeit verschiedener Sedimente einen unrealistisch hohen Wert ergeben. Als ungefährer Anhaltspunkt sei die Angabe von 40 Metern bis >110 Metern (jedoch kaum mehr, da das Hangende in Bohrung Nr. 36 angetroffen wurde) gemacht.
Für die Ermittlung der durchschnittlichen Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins sei auf zwei Bohrungen im Zentrum der Senke hingewiesen: Bohrung Nr. 39 bei Oberbettingen ergab Buntsandstein bis 136 m unter Bachniveau (bei 410 m).

Buntsandstein steht in der näheren Umgebung bis in eine Höhe von 440 m an.
Hier ergäbe sich somit ein Wert für die Mächtigkeit von über 166 m (bis "mu"); Bohrung Nr. 36 am Roßbüsch-Vulkan zeigt max. 144 m Buntsandstein, da hier noch die Hangendgrenze zum Muschelsandstein durchteuft wurde!
Aus diesen Daten ergibt sich somit ein maximaler Gesamtbetrag (für die Senke) von 150-190 m Buntsandstein. Zu den Beckenrändern reduzieren sich die Mächtigkeiten erheblich. Nach Westen geht der Mittlere Buntsandstein auf unter 50 m, nach E läuft er sogar auf (s. Kap. 3.2.2.4.) Om aus!
Der Obere Buntsandstein erreicht in den Randlagen noch um die 70 erhaltene Meter (im Osten des Hillesheimer Waldes). Bei Berücksichtigung des Intensivst-Reliefs (Karbonatschwellen bei Kalenborn, Gerolstein, Wiesbaum etc.) reduzieren sich die Minimalmächtigkeiten für den Buntsandstein noch einmal auf eine vielleicht 50-70 m mächtige Sedimentsäule.

Muschelkalk

Die Gesteine des Muschelkalks sind im Oberbettinger Raum nicht aufgeschlossen. Sie können nur durch Lesesteine verfolgt werden, die an drei Lokalitäten zu finden sind.
Die flächig größte von ihnen ist bereits in der Karte von AHRENS & SCHMIDT (1965) verzeichnet. FUCHS (1969) vermerkt einen kleinen Flecken von Muschelkalk E' Auel (r 42800 h 72200), der heute nicht mehr zu sehen ist. Die größte Scholle von 1 x 2 km lagert auf der Hochfläche NW' Niederbettingen unter den Eruptiva des Vulkans Roßbüsch sowie nördlich des Vulkans Loscheid (FUCHS, 1973; 1980).
Das von AHRENS & SCHMIDT (1965) verzeichnete Vorkommen am südlichen Ortsende von Kalenborn-Scheuern ist kein Muschelkalk, sondern mitteldevonischer Dolomit.
Das Vorkommen am Roßbüsch ist als einziges näher untersucht worden; eine Bohrung des Geol. L.A. Rhld. Pf. (s. Bohrung Nr. 22 lt. Anlage = "B 36", Bearbeiter: W. WEILER) lieferte Muschelkalk in der Fazies des Muschelsandsteins in 31 m

Tiefe.
Die petrologischen Daten finden sich bei MADER (in: FUCHS, 1980, S. 658f). Außerdem förderte der Roßbüsch mit seinen Tuffen Muschelkalkgesteine (FUCHS, 1968; 1973; 1980). Sie enthalten eine marine Fauna mit Germanonautilus sp., Hoernesia socialis SCHLOTHEIM u.a.
Damit ist die noch von JUX (1962) bestrittene Meeresverbindung von FUCHS zweifelsfrei nachgewiesen. Aus faziellen Vergleichen heraus kann die Bedeckung sogar über den Keuper bis in den Lias extrapoliert werden (LUCIUS).
Nicht mehr anstehend, sondern bereits erodiert ist der Muschelkalk an der E' Flanke des Oberbettinger Senkungsfeldes; seine ehemalige Existenz ist durch den Muschelsandstein in seinen Tuffen führenden, tertiären Vulkan Arensberg bewiesen (s. Kap. 3.2.2.4.).
Die höchste Mächtigkeit des Muschelkalks in der Oberbettinger Senke beträgt 30 m (grüngraue) bis 50 m (mit Karbonaten). Mit dem Unteren Muschelkalk endet die mesozoische Serie erosiv.
Hinweise auf eine ehemalige Oberkreide-Bedeckung geben Feuersteinfunde von ALTMEYER (1982). Diese dem Obermaastricht zugeordneten Relikte wurden südlich Bolsdorf (r 46940 h 70600) sowie ein einzelnes Stück 2 km östlich Birgel (r 46300 h 76540) gefunden.

3.2.2.4. Känozoikum

Hinweise auf eine ehemalige Oligozänbedeckung gaben wiederholte Funde von charakteristischer mariner Fauna (WEILER, 1980) - zuletzt in dem Kessel (Maar?) Dehner (r 36170 h 73200). (Ergebnisse der DFG-Arbeitsgruppe WEILER, LORENZ, SCHMINCKE)
Als tertiär muß auch die Rumpfflächenbildung angesehen werden (ZEPP, 1933). Sedimente des Tertiärs gibt es nur in Form der Tuffe des oligozänen Vulkans Arensberg.

Das Quartär dokumentiert sich einerseits in Terrassenbildungen und andererseits im quartären Vulkanismus.
Von den Höhen-, Haupt-, Mittel- und Niederterrassen (s. ZEPP, 1933; GEBHARDT, 1963) sind die beiden letztgenannten am ausgedehntesten mit Sedimenten vertreten.
Während die Untere Mittelterrasse, auf der Niederbettingen steht, schwächer vertreten ist, bedecken Schotter der Oberen Mittelterrasse (OMT) weite Teile des Buntsandsteins entlang der Kyll zwischen Birgel und Bewingen (s.a. FUCHS, 1965). Ein kleines, aber gut zugängliches Vorkommen befindet sich W' der Straße zwischen Oberbettingen und Lissendorf in Höhe des Straßenknicks, der durch den nördlichen Ruderbüsch-Lavastrom verursacht wird.
Bei der Kartierung wurden die beiden letztgenannten Terrassen nicht differenziert.
Die Ablagerungen der Niederterrasse breiten sich beim Eintritt der Kyll in die geringen Erosionswiderstand bietende Oberbettinger Triassenke zwischen Birgel und Lissendorf am weitesten aus. Nach Süden treten Einengungen durch Vulkane sowie durch verwitterungsresistentere Gesteine des Mittel- und Unterdevons ein.
Auf den Talsohlen befinden sich zahlreiche Mineralquellen.

Vulkanismus

Die Vulkane der Westeifel ordnen sich auf einem 50 km langen NW-SE verlaufenden Streifen mit einzelnen Kulminationsbereichen zwischen Ormont im NW und Bad Bertrich im Südosten an. Bis auf wenige Ausnahmen sind die Förderstellen quartären Alters. Zur Zeit sind ungefähr 230-250 Förderstellen bekannt (s. LORENZ & BÜCHEL, 1980), von denen 57 auf Maartätigkeit zurückgehen und der Rest Tuff-, Schlacken- und Lavavulkane sind. Diese Vulkanzone quert mit Eruptionen das Oberbettinger Senkungsfeld.
Die größte Anzahl der Vulkane liegt aber östlich und südöstlich außerhalb des heutigen Triasgebietes. Ihre Zahl nimmt zu westlichen und nordwestlichen Außenbereichen der

Senke hin ab.
Diese Vulkane wurden bei der Kartierung im Oberbettinger Raum mit aufgenommen, da sie wie FUCHS (1969 a) treffend vergleicht, "einen Ersatz für Tiefbohrungen mit durcheinandergemengten Bohrkernen darstellen". Stellenweise verdecken sie den Buntsandsteinrand oder führen, trotz Fehlens in der Umgebung, Buntsandstein-Xenolithe bzw. ermöglichen mit Mitteldevon-Auswürflingen die Eingrenzung verdeckter Muldenstrukturen.
Bei der Kartierung 1980 wurde eine Vielzahl neuer Vulkane gefunden, was sich zum großen Teil mit den Ergebnissen von LORENZ & BÜCHEL (1980) deckt.
Da der Westeifel-Vulkanismus von zwei Arbeitsgruppen aus Bochum und Mainz bearbeitet wird, sollen hier nur kurz die Förderzentren mit ihren Xenolithen im Oberbettinger Raum zusammengestellt werden.
Es kann in dieser Arbeit nicht auf jeden einzelnen Bearbeiter eingegangen werden; grundlegende geologische Arbeit lieferte erneut v. DECHEN (1886) mit einer geognostischen Übersichtskarte 1:80 000 sowie einem zugehörigen Führer. Neuere Untersuchungen folgten erst mit Arbeiten von CIPA (1958) sowie RAHM (1956; 1958; 1960; 1961; 1963), FUCHS (1965; 1969 a; 1969 b; 1973), FRECHEN et al.,(1972) und LORENZ & BÜCHEL (1980 a; 1980 b).
Nachfolgend eine Kurzbeschreibung der im Oberbettinger Senkungsfeld auftretenden Vulkane (die Ziffern stimmen mit der Numerierung in Kte. Nr. 7 der Anlage überein).
Der Vollständigkeit halber möchte ich die außerhalb liegenden, nordwestlichsten Vulkane kurz erwähnen:
Goldberg bei Ormont (r 2532700 h 5577700, TK 25 5604 Hallschlag): Tuffvulkan (quartär) (s. RAHM, 1961)
Tuffe bei Schönfeld: Die Peridotit führenden Pyroklastika (THIELE, 1976) wurden wahrscheinlich aus dem SW' Schönfeld gelegenen Kessel gefördert; die Eruptionsstelle wurde mit einem Protonenmagnetometer (GEOMETRICS) auf den Bereich NW' des über die Wirft führenden Feldweges eingegrenzt.

LORENZ & BÜCHEL (1980 a, Ende 1981 erschienen) verzeichnen für diese Stelle das "Schönfelder Maar".
Dehner: Es handelt sich um einen flachhangigen, runden Kessel auf Blatt 5705 Gerolstein (r 36200 h 73250). Er ist nicht tuffbedeckt und zeigt keine magnetische Anomalie. Aus Sedimenten des Kesselinneren wurden Oligozänreste bestimmt, die ehemals in der heute maximal 630 m hohen Umgebung angestanden haben müssen (s. 3.2.2.3.); der von LORENZ & BÜCHEL (a.a.O.) vermerkte Maarcharakter ist nur aus der Morphologie abzuleiten.
Merscheider Maar: 2,3 km E' des Dehner gelegener kleiner Kessel (s. LORENZ & BÜCHEL, 1980 a)

Die Vulkane des Untersuchungsgebietes werden in der Reihenfolge von Norden nach Süden und dann, ob sie westlich oder östlich der Kyll gelegen sind, aufgezählt.

Vulkane W' der Kyll:

1. Laach Maar: Flur Laach (r 39900 h 72800)
Die Förderstelle (im Bereich der 500 m-Höhenlinie) zeigt eine positive Anomalie der Totalintensität von 750 nT. Die olivinführenden Tuffe werden im Süden von den Pyroklastika des Steffelnkopfes überlagert. Die Laach-Tuffe enthalten keine Buntsandstein-, sondern nur Unterdevon-Auswürflinge, obwohl die Trias-Bedeckung bis in den Ort Steffeln reicht. In der Flur Laach hat demnach schon eine präeruptive Sockelhochlage bestanden, von der die Trias früher als in der Umgebung beseitigt wurde. Die bereits prävulkanisch erodierte Sockelzone verläuft SW-NE vom "Steinert" nach Lehnerath. Die Auflagenhöhe des Buntsandsteins steigt von über 530 m (maximale Höhe der Tuffdeckenunterkante) auf über 578 m ("Steinert") im SW, über 576 m ("Mannerscheid") im Westen und über 540 m im Norden ("Heidenkopf").
2. Steffelnkopf: Der Steffelnkopf brach an der Grenze Buntsandstein zu Devon aus. In die Tuffabfolge sind nach oben hin neben den unterdevonischen Klastika Buntsandstein-Xeno-

lithe (orangeroter Mittlerer Buntsandstein sowie Konglomerate ("sm"/"so"?)) eingeschaltet. Man kann dies mit einer Schloterweiterung oder Schlotverlagerung in Richtung anstehender Trias erklären. Nach der Tufförderung wurden Schlakken ausgeworfen. Nach Südwesten, an den Oos-Bach heran, tritt Lava aus. Auf dem gegenüberliegenden Ufer ist davon noch ein Erosionsrest zu finden. Aus der geringen Höhendistanz zum Oos-Bach schließe ich auf ein junges Alter.

3. Tuffring Steffeln NE: (s. MERTES & SCHMINCKE, 1979)
Südlich Wahlhausen und NE' Steffeln lagert eine Tuffdecke in der Umrahmung einer Senke (r 40900 h 72700), die eine geomagnetische Anomalie von +500 bis +600 nT aufweist. Aus diesem Förderzentrum dürfte auch der Palagonittuff, auf dem die Steffelner Kirche steht, stammen. Als allothigene Bestandteile führt er devonische Sandsteine und Kluftquarze. Nicht zu klären war, ob die Tuffe an der Kapelle Wahlhausen aus einem direkt darunter gelegenen Schlot stammen oder zu den umgebenden Tuffserien gehören.

4. Killenberg: Am Weganschnitt hinter der Steffelner Mühle stehen Tuffe in seitlichem Kontakt zu Mittlerem Buntsandstein an. Die leicht nach Westen geneigte Kontaktfläche stellt ein eingedecktes Paläorelief zur Zeit der Förderung dar. Die Tuffe führen stellenweise Buntsandstein-Bruchstükke . Nördlich des Killenberges beginnt der Buntsandstein, das Unterdevon großflächig zu überlagern.

5. W' Lindenhof: (r 41850 h 73450)
Eine kleine Tuffgrube schneidet einen im Buntsandstein gelegenen Schlackentuffvulkan an, wobei noch final eine Lava-Apophyse eingedrungen ist.

6. Steinbeuel: Nördlich Auel liegt ein Schlackenvulkan, in den abschließend noch ein Lavapfropfen eindrang und einen Teil der 510 m hohen Erhebung bildet.

7. Tuffdecke um Basberg: Die wenig größere, Xenolithe führende Tuffbedeckung vom Katzenberg, W' Meyerhof, W' Basberg sowie südlich vom Mühlen- und Wetschberg können nicht direkt einem Ausbruchszentrum zugeordnet werden; die Talweite E' Basberg muß ebenso wie die E' Auel (P. 449,8) aufgrund

fehlender magnetischer Reaktion zunächst ausscheiden. Denkbare Eruptionsstellen wären noch SW' Basberg bei P. 479,2 sowie SSW' des Mühlenberges (kleine Schlackenkuppe). LORENZ & BÜCHEL (1980 a) geben ein Maar E' Auel, an der Straße Auel-Oberbettingen an (keine magnetische Anomalie!).

8. Mühlenberg: (s. FUCHS, 1969 a)
Zusammen mit Nr. 9 und 12 liegt dieser Vulkan auf einem NW-SE streichenden Lineament. Es handelt sich um einen Schlackenlavavulkan, der mit dem petrographisch gleichartigen Wetschberg-Vulkan räumlich und wahrscheinlich zeitlich im Zusammenhang gesehen werden muß. Im südlichen und südöstlichen Gipfelbereich drangen Lava-Apophysen empor, die sehr wahrscheinlich den eigentlichen größeren Ausfluß nach NW einleiteten.
Das Basaltvorkommen NW' des Mühlenberges auf der gegenüberliegenden Tiefenbachtalseite ist bei gleicher Höhe über dem Bachbett wahrscheinlich der abgetrennte Erosionsrest der Mühlenberglava.

9. Wetschberg: Nach kurzer Tufförderung setzte die Schlacken-Lavatätigkeit ein; die Lava strömte nach Südosten ab; dort lagert sie auf Buntsandstein und auf ihren eigenen Pyroklastika ungefähr 25 m über heutigem Tiefenbach-Talniveau. Der Basalt enthält wie Nr.8 und 10 große Augiteinsprenglinge.

10. Vorkommen S' und SE' Meyerhof:
SE' des Meyerhofes, südlich des ersten Knicks der nach Oberbettingen führenden Straße befindet sich ein kleiner Schlacken-Lavapfropfen (r 43900 h 72950), dessen Zusammenhang (Effusionsstelle?) mit zwei nach Süden reichenden Lavavorschüben magnetisch nachgewiesen werden konnte. Die beiden im Süden durch Erosion angeschnittenen Basaltvorkommen sind säulig abgekühlt und in 10-20 m mächtigen Stotzen als Naturdenkmäler stellenweise über Schlackentuffen sichtbar.

11. Ruderbüsch: (RAHM, 1956, S. 36)
Entlang des Weges, der nordöstlich des Wasserbehälters verläuft, sind zunächst Tuffe angeschnitten, die viel allothigenes Unterdevon- und Buntsandsteinmaterial enthalten.

Darüber wurden in größerem Umfang Schlacken geworfen, in die große Mengen einer augithhaltigen Foiditlava zunächst eindrang und dann mit zwei kleinen Seitenarmen nach Nordosten auf dem Niveau der OMT (GEBHARDT, 1963) 1 km weit bis auf 420 m NN abfloß und das Bett der Kyll nachfolgend einengte (heutiges Niederterrassenniveau hier: 395 m).

12. Lühwald: (FUCHS, 1969 a)

Nach junger Tufferuption kam es zu einem längeren Schlacken- und Schweißschlacken-Auswurf, in deren Absätze im Südosten der Grube ersichtlich eine lineament-parallele Lavaapophyse aufdrang und sich zu dem nach Osten bzw. Südwesten fließenden Lavastrom entwickelte.

13. Aueler Maar (?):

SE' Auel lagern Tuffe auf einem leicht gebogenen Buntsandsteinrücken. In der Böschung nördlich der Flur "Acht" (502,8 m) lagern in 485-490 m Höhe aufgeschlossen rötliche Lapillituffe, die mit 11° nach SE einfallen. Aus dem Richtungsvektor und der heutigen Morphologie wurde die direkt im Norden vorgelagerte Hohlform als Förderkanal angesprochen. Dieser Hinweis konnte jedoch wegen einer fehlenden magnetischen Anomalie nicht weiter untermauert werden.
Die Tuffe beider Vorkommen enthalten gelegentlich Buntsandstein- ("sm"/"so") und Unterdevon-Xenolithe.

14. Geisberg:

Eine kleine Schlacken-Lava-Intrusion, deren Zusammenhang mit den Tuffen der Flur "Acht" wegen zu schlechter Aufschlußverhältnisse, nicht mehr zu rekonstruieren ist.

15. Roßbüsch: ("Rusbüsch" FUCHS, 1969; 1977; 1980)

Eine ausführliche Analyse der Entstehung dieses mehrphasigen, gemischten Vulkans gibt FUCHS (1973).
Die eigene Kartierung ergab eine etwas größere Lavaflächenausdehnung. Nach Osten konnte sie bis in eine Höhe von 445-450 m hinab nachgewiesen werden; dies sind 60 m über dem heutigen Kyllniveau. Anstehende Tuffe im Bereich von 430 m bei der Wolfskaul (FUCHS, 1973) konnten nicht gefunden werden. Der Vulkan ist etwas älter als die OMT.
Der Vulkan ist außerdem für die Geologie der gesamten N-S-

Zone von großer Bedeutung, da unter seinen vulkanischen Härtlingen Reste von Muschelkalk erhalten blieben. FUCHS (1980) konnte so zu den schon bekannten "du"-/"dm" (Givet als Jüngstes)/"sm"(?)/"so"-Xenolithen noch "mu"-Auswürflinge - eine marine Fauna einschließend - auffinden und bestimmen.

16. Duppacher Weiher: (r 41800 h 70300)
Dieser Buntsandstein- und Unterdevon-Xenolith führende Vulkan liegt direkt am Nordwestflügel der Prümer Mulde. In der Straßenkehre östlich des Oosbaches ist das Auflager des Buntsandsteins auf Oberems sichtbar. Oberflächennah scheint der Vulkanschlot SW-fallend gewesen zu sein; die Hauptverbreitung der Tuffe liegt im NE (Aufschluß bei P. 499,8); die magnetische Anomalie zeigt +400 bis maximal +500 nT.

17. Duppacher Maar: (r 39200 h 70900)
Indizien für einen Vulkanschlot sind außer der kreisrunden Morphologie (bis 100 m Eintiefung in die Umgebung) die am Kesseleingang gefaßte Mineralquelle sowie eine magnetische Anomalie von +700 nT. Gegen einen eigenständigen Vulkancharakter spräche, daß die Mineralquelle genetisch mit Nr. 18 zusammenhängt, daß die magnetische Anomalie durch eingespülte, vorher erodierte Pyroklastika verursacht wird und daß keinerlei Tuffe mehr vorhanden sind. Zumindest müßte ein hohes Alter dieser Hohlform angenommen werden. Eine Kernbohrung in den leicht anmoorigen Kesselboden erbrachte nicht die gewünschten Torflagen, mit deren Hilfe eine Pollenaltersdatierung möglich gewesen wäre (Zusammenarbeit mit Frau Dr. Urban, Bonn sowie Herrn Dr. Jaraczyk, Bayer Leverkusen).

18. W' der Flur "Flürchen":
Am südöstlichen Abhang von Vorkommen Nr. 17 lagern Schlakkentuffe und Wurfschlacken, durch die schon ungefähr im Aufschlußbereich Lava senkrecht emporstieg und an der Oberfläche (r 39370 h 69460) ein kurzes Stück nach Norden floß. Dieser Ausfluß ist heute durch Erosion zerstört; ein kleines Vorkommen lagert heute noch in Richtung Maarkessel im Bereich des 510 m-Höhenlinienknicks. Die Auswurfprodukte

führen ausschließlich Unterdevon- Xenolithe.

19. Rother Maar: (r 43 050 h 69400)

500 Meter N' Roth konnte eine kreisrunde, magnetische Anomalie von +900 bis 1000 nT auskartiert werden (zwischen Höhenlinie 455 m und 465 m), deren Schlot zumindest zum Teil den in der näheren Umgebung anstehenden Tuffen zugeordnet werden muß.

Diese stehen z.B. an der Böschung des aus Roth nach Norden führenden Feldweges an. Eine Differenzierung derselben im Bereich der Tuffbedeckung um Loscheid/Wolfsbeuel ist kartiermäßig nicht möglich. An der selben Stelle verzeichneten LORENZ & BÜCHEL (1980) ebenfalls einen Maarschlot.

20. Lohscheid:

Es handelt sich um eine Schlacken- (Tuff-?) Basaltkuppe, die von der Straße Roth-Niederbettingen an ihrem höchsten Punkt durchschnitten wird. Zerstörte Basaltblöcke finden sich verstärkt im Wald nördlich der Straße.

21. Wolfsbeuel:

Es handelt sich um einen mit Lapillituff und Schlacken bedeckten Rücken, aus dessen NW' Verlängerung ein Lavastrom nach Norden geflossen sein muß. Dieser ist heute zu einem Blockmeer (r 45250 h 70100) aufgelöst. In den zahlreichen Aufschlüssen sind Buntsandstein- und Unterdevon-Xenolithe, teilweise lava-umhüllt, in lockerer Schichtung zu sehen.

22. Beilstein N' Schlot:

Ein kleiner Schlotrest eines sonst vollständig abgetragenen Vulkans lagert bei r 46550 h 69600.

23. Beilstein S' Schlot: (r 46720 h 69050) wie Nr. 22

24. Borlich: (s. v. DECHEN, 1886; FRECHEN et al., 1972, S. 113; RAHM, 1956; HAARDT, 1914)

Wahrscheinlich ist dies ein eigenständiger, durch die Kyll bereits zum Teil zerstörter (Tuff-) Schlacken-Vulkan, dessen N-Spitze ein Lavavorkommen begrenzt. Die Tuffe führen keine "dm"-Xenolithe, im Sockel steht Unterdevon an.

25. Kasselburger Hahn: (Lit. s. Nr. 24)

Die vulkaneigenen Tuffe stehen in zwei Gruben unter- und oberhalb der im SW kreuzenden Landstraße an. Sie führen

hauptsächlich authigenes Material, in das vereinzelt größere Stücke Buntsandstein sowie unterdevonische und kalkig-mitteldevonische Fragmente eingelagert sind. Im Gipfelbereich ist nach kurzer Schlackeneruption ein bereits stark zerstörter Lavastrom nach Osten geflossen. Die Mächtigkeit nimmt nach Norden (zur Kyll) hin zu; die Erosion schuf hier einen W-E gestreckten, 10-15 m hohen Basaltaufschluß.

26. Basaltstock Kasselburg: RAHM (1956) faßt dieses Vorkommen als seitlichen Schlot von Nr. 25 auf. Von der Basishöhenlage her gesehen, ist es auch denkbar, daß dieses Vorkommen wurzellos ist und nur einen Erosionsrest des Lavastroms von Nr. 25 darstellt.

27. Kreuzkraul:
Der Tuff-Schlacken-Vulkan mit kleiner Lavaapophyse im Osten (am Feldweg) führt "du"-, "dm"-Xenolithe.

28. Gerolsteiner Maar:
Im Gebiet zwischen Steinberg und Hagelskaule liegt eine breite Geländedepression (r 47500 h 67400). Das morphologisch Tiefste weist eine magnetische Anomalie von maximal +1800 nT auf. Der so bestimmte Förderkanal des Tuffvulkans hat einen lateralen Oberflächendurchmesser von 350 m. Die Förderprodukte stehen am Reginenhof, unterhalb der Kreuzung bei P. 461,6 sowie SW' der Kasselburger Hahn an. In diesem bereits unter Nr. 25 erwähnten Aufschluß überlagern die Tuffe des Maares diejenigen von Nr. 25 mit einer scharfen Winkeldiskordanz. Im Gegensatz zu ihnen führen die Maar-Tuffe keine Mitteldevon- und Buntsandstein-Xenolithe. Das Ausbruchszentrum liegt folglich am schon Unterdevon führenden Nordflügel der Gerolsteiner Mulde. Buntsandstein war ebenfalls an der Eruptionsstelle weitgehend erodiert oder nur noch in kleinen Flecken vorhanden.

29. E' Schießstand Sandborn: Ein Lavagang bei r 46450 h 67120, der weitgehend zerstört ist.

30. Rother Kopf: (s. Abb. 4)
Der Vulkan förderte zu Beginn große Mengen eines Unterdevon und Buntsandstein führenden Lapillituffes in mehreren Schü-

ben; danach eruptierten Schlacken (Höhe 561,3 bis zu den Höhlen), wobei diese Sequenz wie üblich mit einem nach NE austretenden und dann nach Westen lenkenden Lavastrom abgeschlossen wurde. Dieser Strom endet in NW in 525 m erosiv, setzt sich etwas unterhalb (zwischen 510 m und 480 m) in einem kleinen Vorkommen noch ein Stück fort. Die Tuffunterkante liegt 140 m über dem Oosbach-Niveau.

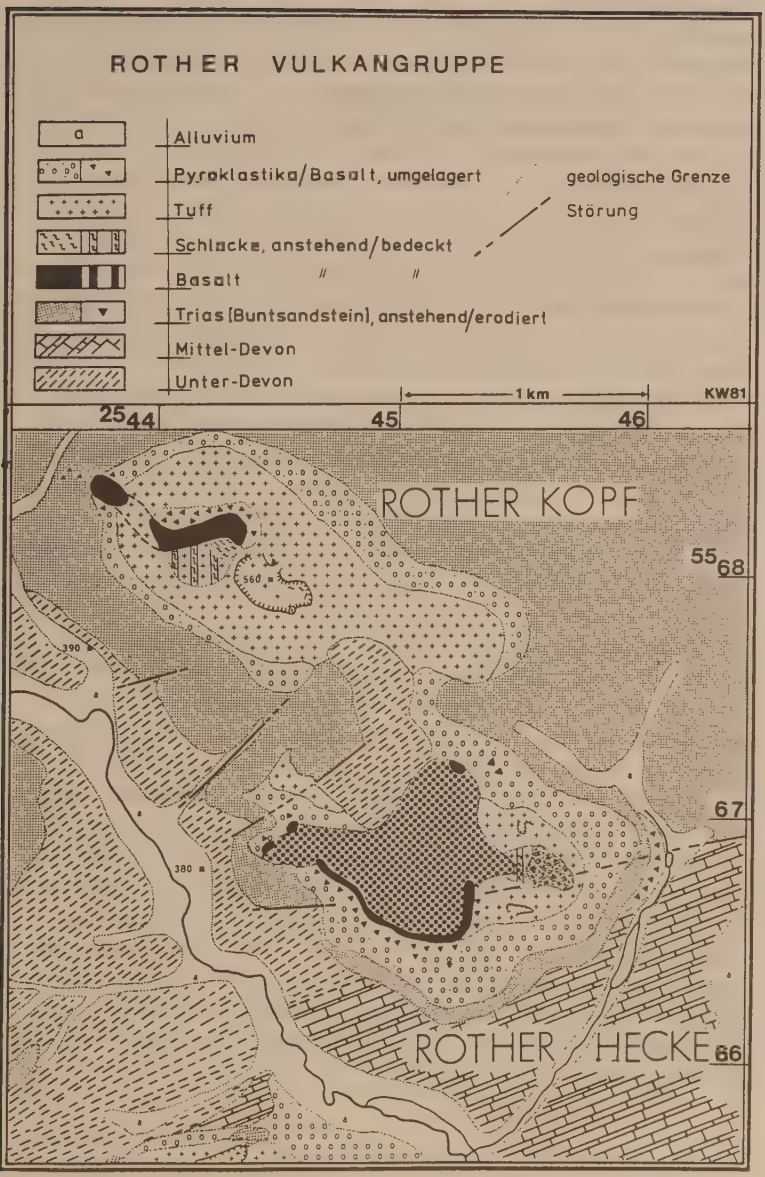
31. Rother Hecke: (s. Abb. 4)

Dieser Vulkan liegt am Nordflügel der Gerolsteiner Mulde im Grenzbereich von Unter- zu Mitteldevon. Die bis auf 450 m herabreichenden Lapillituffe führen neben dem authigenen Hauptanteil Buntsandstein- und Unterdevon-Auswürflinge. Die schwarzen Lapilli-Tuffe haben oft einen kalkigen Überzug, der auf wenig an der Basis anstehendes Mitteldevon hinweist. E' und NE' des Aussichtsturms (510,5 m) sind Schlacken aufgeschlossen. Westlich ergoß sich eine Lavadecke 1 km weit. Die Verbreitung des an seinen Enden durch viele Aufschlüsse sichtbaren Lavastroms wurde auf der Hochfläche magnetisch festgestellt. Die mittlere Vulkanbasis bei 475 m liegt 109 m über Talhöhe und hat damit Hauptterrassen-Alter.

32. Hagelskaule: (s. CIPA, 1958; FRECHEN, 1972; RAHM, 1956)

Aus einem parasitären Schlot von Nr. 33 drangen bei steigendem Magmenspiegel Schlacke und Lava empor und ergossen sich einen kurzen Weg nach NW (Richtung Backeshof) und bogen dann mit dem Talverlauf nach Süden um, wie CIPA (1958) nachweisen konnte. Die Lava lagert heute auf der Niederterrasse der Kyll (4-5 m über heutigem Flußniveau).

Abb. 4 (umseitig): Auszug aus der 1 : 10000er Spezialkartierung des Oberbettinger Senkungsfeldes: Rother Vulkangruppe; Basaltgrenzen magnetometrisch ermittelt


ROTHER VULKANGRUPPE
a
Alluvium
Pyroklastika/Basalt, umgelagert
Tuff
Schlacke, anstehend/bedeckt
Basalt
Trias (Buntsandstein), anstehend/erodiert
Mittel-Devon
Unter-Devon
geologische Grenze
Störung
1 km
KW81
2544
45
46
ROTHER KOPF
5568
67
ROTHER HECKE
66
560
390
380

33. Papenkaule:
Es handelt sich nach MEYER hierbei um einen Tuff-Schlacken-Ringwall, der kein Maar darstellt, sondern nur einen Teil des durch einen Dolomitrücken getrennten, gemischten Hagels-Papenkaul-Vulkans. Beide Vorkommen enthalten devonische Evaporite, die Papenkaul-Tuffe auch Unterdevon-Xenolithe.
34. Wöllersberg: (s. CIPA, 1958; GÜTEBIER, 1965; MADER, 1979)
34. a. Eruptionszentrum:
Der Wöllersberg ist eine mit maximal 60 m Tuffen bedeckte Buntsandsteinscholle. Die mit 5°-10° N-fallende "sm"-Platte wurde nicht durchschlagen, vielmehr liegt das Ausbruchszentrum südlich des leicht eingebogenen Tuffrückens. Die schon von v. DECHEN festgestellte Tatsache fehlenden Buntsandsteins (aber vorhandenen Mitteldevons) in den Tuffen fand ihre Erklärung in der magnetischen Vermessung von CIPA.
Der Schuß- und Förderkanal liegt südlich des Rückens in einem Seitentälchen des Dreis-Baches. Infolge seiner Schräglage blieb er unbedeckt, während die herabfallenden Tuffe nördlich von ihm den bis dahin reichenden Buntsandstein unter sich konservierten.
Im Liegenden der Tuffe, an der Grenze zum Buntsandstein, wurde auf einer gemeinsamen Exkursion mit Prof. VONDRA, Iowa-University, ein Wirbeltierfragment gefunden, mit dessen Hilfe der Vulkan zur Zeit am Institut für Umweltphysik, Heidelberg datiert wird.
35. Kalem: (s. RAHM, 1963; GEBHARDT, 1963; GÜTEBIER, 1965)
Von den Vulkanen Fischbach, Kalem und Eigelbach reicht nur das Nordende des Kalem-Lavastromes in die Karte 6 der Anlage. Diese Vulkangruppe förderte zusammen die größte Lava- und Schlackenmasse der Westeifel; das Unterlager der Förderprodukte ist unterdevonischer Sockel, Buntsandstein ist nicht festzustellen. Die Lava ist im Niveau der Oberen Hauptterrasse der Kyll ausgeflossen und zeigt nach LIPPOLT & FUHRMANN (1980) ein Alter von 590000 Jahren (Ar^{40} -Ar^{39}-Plateaualter).

Vulkane E' der Kyll:

Von den Vulkanen östlich der Kyll wurden nur die im Randbereich des Oberbettinger Buntsandsteins gelegenen aufgezählt. Die weitere Darstellung ist bei RAHM (1956) zu finden.

36. "Buch" bei Hillesheim:
Der Basalt stellt den Rest eines weitgehend zerstörten Vulkans dar. Abschließend ist Lava in dem givetischen Dolomit aufgestiegen und erkaltet. (FUCHS, 1965, S. 430)
37. Steinrausch:
Tuff-Lava-Förderung; der Vulkan ist stark erodiert
38. Aufschluß "am Lier":
In dem großen Aufschluß südlich der Flur "Auf Lier" (r 48 100 h 72200) überlagern Maarpyroklastika (die von Nr. 39), die zum großen Teil aus den losgesprengten Pyroklastika und Effusiva des Vulkans Kyller Höhe bestehen, eine über 10 m mächtige Basalt-Platte eines möglicherweise eigenständigen Vulkans. In diesen Tuffen kommen gelegentlich solitäre Buntsandstein- sowie Unter- und Mitteldevon-Fragmente vor.
39. Hillesheimer Maar: (r 48100 h 71900)
Nach Analyse des Aufschlusses Nr. 38 muß man einen Gasausbläser in dem Kessel zwischen Graulei und "An den vier Bäumen" annehmen.
Die Bohrung Nr. 35 des Geol. L.-A. Rhld.-Pf. kann als Schlotbreccie, die auch aus dem losgesprengten und wieder zurückgefallenen Material besteht, gedeutet werden (Lava, Ton, Lehm in Wechsellagerung, bis 51 m Tiefe erbohrt).
Die Tuffe dieses magnetisch nicht kenntlichen Maares, ebenfalls in der Karte von LORENZ & BÜCHEL (1980 a) verzeichnet, bedecken weite Teile der Kyller Höhe und der Graulei. Den brecciösen Maartuff kann man z.B. auch in einem Aufschluß an der Kyller Höhe (r 48750 h 71950) in Überlagerung der authigenen "Kyller Höhen"-Lapilli und -Schlacken sehen. Fragmente der letzteren führen Buntsandstein und schwimmen zudem in den erstgenannten Maartuffen.
40. Kyller Höhe: (s. RAHM, 1956; FUCHS, 1965)

Aus diesem Vulkan traten ein Lavastrom (bzw. -decke) nach Westen sowie ein (heute) geringmächtiger nach Osten aus. Der westliche Basaltausfluß wurde durch den Ausbruch des Hillesheimer Maares verkürzt.

41. Graulei-Vulkan:(Lit. s. Nr. 40)
Es handelt sich um einen Schlacken-Lava-Vulkan mit zwei Lavavorschüben nach SW und nach Süden. Er ist weniger stark von Tuff überdeckt. Die Tuffe in der Grube NW' der Graulei enthalten keinen Buntsandstein, sondern nur "du"- und "dm"-Xenolithe.

42. Schlot Dohm: (HAARDT, 1914; RAHM, 1956)
Es handelt sich um einen durch die Kyll zerstörten und freipräparierten Basaltpfropfen.

43. Giesenheld: (Lit. s. Nr. 42)
Ein gemischter Vulkan, dessen Lava im Westen, wahrscheinlich auch im Osten an der Grenze Tuff-Schlackentuff ausgetreten ist. Der Gipfel besteht ebenfalls aus Lava. In den Schlacken finden sich Unterdevon- und vereinzelt auch Buntsandsteinstücke.

44. Eruptionszentrum W' Flur "Auf Dickel": (HAARDT, 1914; RAHM, 1956; LORENZ & BÜCHEL, 1980 a)
Nach der geologischen Kartierung, die am Westhang der Flur "Auf Dickel" in einer kleinen Tuffgrube "Tuff in Tuff" ergab, d.h., ältere Tufffragmente fanden sich in jüngeren, schichtigen Tuffen, wurde die kleine morphologische Einsackung bei r 48650 h 69450 bei +800 nT geomagnetischer Anomalie als Förderschlot angesprochen.
Dieses Ergebnis stellte sich hinterher als identisch mit dem von LORENZ & BÜCHEL heraus.
Die Tuffe führen Unter- und Mitteldevonreste sowie Buntsandsteinreste.

45. Rockeskyller Kopf: (Lit. s. o.)
Komplexer Stratovulkan mit Unterdevon-Xenolithen sowie wenigen Buntsandstein (?)-Stückchen.

46. Gyppenberg: (RAHM, 1956)
Eruptionsstelle bei r 50350 h 68850, +620 nT-Anomalie; kein Buntsandstein in den Tuffen.

47. Sellbusch:
Tuff-Schlackenvulkan mit zwei lateralen Lava-Ausflüssen nach Westen und Osten (s. RAHM, 1956); keine Buntsandstein-Xenolithe

48. Baarley-Schlot: (UTTER & GROTJOHANN, 1976)
Keine Buntsandstein-, nur Kalk-Mergel-Auswürflinge

49. Geißhecke: (Lit. s. Nr. 48)

50. Krekelsberg: (r 48100 h 63350)
Biotit-reicher Tuffvulkan, aus dessen Schlackenspitze sich ein Lavastrom T-förmig nach Westen ergoß; Buntsandstein- und "du"-Auswürflinge.

51. Dietzenlei:
NW-SE gestreckter Basaltrücken, ohne Tuffe; das Alter beträgt nach LIPPOLT & FUHRMANN (1980, unveröff.) 620000 Jahre.

52. Vulkan E' Dietzenlei: (RAHM, 1956)
Bei r 49200 h 63350 stehen Tuffe bei Höhe "560,7", Schlakken bei 560 m sowie südlich davon ein kleines Lavavorkommen an.

53. Geeser Maar: (s. GREINER & KRÄMER, 1972)

54. Hengstweiler Maar: (Lit. s. Nr. 53)

Für die ehemalige Buntsandsteinverbreitung müssen noch die folgenden beiden älteren Vulkane beachtet werden, da zu ihren Eruptionszeiten an der Oberfläche noch Trias ± reliktisch und ± flächig anstand und durchschlagen wurde. Beide Vorkommen liegen innerhalb der Hillesheimer Mulde.

Beuel bei Zilsdorf: (v. DECHEN, 1886; RAHM, 1956, S. 18; FUCHS, 1965; CANTAREL & LIPPOLT, 1977)
Bei dem Vorkommen bei r 52000 h 71000 handelt es sich um einen Tuff-Lava-Vulkan, der dem Südrand der Hillesheimer Mulde aufsitzt.
Als Auswürflinge wurden Xenolithe mit Ober-Nohn-Alter (FUCHS) sowie feinkörniger Buntsandstein bestimmt. Das daraus abgeleitete ehemalige Buntsandstein-Auflager ("so"?) lag demnach höher als 535 m. Der Vulkan sitzt auf dem süd-

lichen Ende der varistischen Arensberg-N-S-Störung, deren Westscholle stärker abgesunken war und so - heute verdeckt - Obere Nohner Schichten konservierte. Diese Störung wurde vor 960000 Jahren (CANTAREL & LIPPOLT, 1977) als Eruptions-Aufstiegsweg benutzt.

Arens-Berg: (FUCHS, 1969 b)

Entlang der Arens-Berg-Störung drangen nach initialer Tufförderung vor 32,2 und 23,9 Mio. a. (CANTAREL & LIPPOLT, 1977) zwei Basaltgenerationen auf (FUCHS).

Die Tuffe beinhalten außer Unterdevon-Material auch jüngstes Eifel-Stufen- sowie Oberes Buntsandstein- und Muschelsandstein-Material.

Die Buntsandsteinbasis dieses oberoligozänen Vulkans lag zu Ausbruchzeiten bei (höher als) 540 m. Auf diesem Flächenniveau lagerten ein geringmächtiger (30-40 m) Oberer Buntsandstein sowie 10 m Muschelsandstein zur Eruptionszeit (s. a. FUCHS, a.a.O.).

In historischer Zeit lag die höchste Vulkanerhebung noch bei 590 m; der Vulkankomplex muß zur Ausbruchszeit weit größere Höhen gehabt haben (s. FUCHS sowie Anl.: Kte.11).

Petrographisch handelt es sich bei den Westeifel-Vulkanen um Foidite, Phonolithe, Tephrite sowie Basanite (s. HUSSAK, 1878 ; FRECHEN et al., 1972; FRECHEN, 1971; Thiele, 1976; FRECHEN & THIELE, 1979; THIELE & WIENECKE, 1980; MERTES & SCHMINCKE).

Da die jeweiligen Unterschiede (z.B. innerhalb der Foiditgruppe) makroskopisch nicht oder nur selten feldgeologisch sichtbar sind, wurden bei der Aufzählung der Vorkommen jeweils nur die neutralen Begriffe Basalt, Lava etc. benutzt.

Bezüglich der Altersdatierungen wurde nur auf Arbeiten von LIPPOLT und Schülern zurückgegriffen. Die von SCHMINCKE & MERTES (1979) gelieferten Altersdaten liegen zu einem überwiegenden Teil zu hoch (K/Ar-Methode): so wird das Alter für die Dietzenlei mit 2,73 Mio Jahren angegeben!

Der Alterswert für den aus der Hagelskaule auf die Kyll-

Niederterrasse ausgeflossenen Sarresdorfer Lavastrom erscheint mit 265000 Jahren ebenfalls zu hoch.

Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gerolstein-Oberbettinger Raumes (s. Karte 7 in der Anlage)

Die Grenze von Mittel- zu Unterdevon wurde in der Prümer Mulde nach HAPPEL & REULING (1936), in der Gerolsteiner Mulde nach WINTER (1965) bzw. HEIBEL (1969) und in der Hillesheimer Mulde nach FUCHS (1965) übernommen.
Die Abkürzungen bezeichnen Ortschaften:

BAS.:	Basberg
BE.:	Bewingen
BOL.:	Bolsdorf
K.-S.:	Kalenborn-Scheuern
Liss.:	Lissingen
MÜ.:	Müllenborn
OBERB.:	Oberbettingen
S.:	Scheuern

Das Muschelkalk-Vorkommen wurde mit den Störungen aus FUCHS (1980) übernommen.

3.3. Südliches Anschlußstück der Eifeler Quersenke

Nach einer Strecke von 7 km südwärts, auf der Buntsandstein nur in vereinzelten Relikten vorliegt, schließt sich südlich von Birresborn in der Höhe von Mürlenbach wieder eine ausgedehntere Triasbedeckung mit Mittlerem Buntsandstein beginnend an. Diese gehört zum Nordende der Luxemburg-Trier-Bitburger Trias-Lias-Senke.
Aufgrund einer auffälligen Streichrichtungsänderung des Mesozoikums untergliedere ich in einen N-S erstreckten Westeifeler (Mürlenbach bis Erdorf) und einen ungefähr NE-SW streichenden Südeifeler (Trier-)-Bitburger Senkenanteil.

3.3.1. N' Bitburger Senke (Westeifel)

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der Abschnitt Mürlenbach-Erdorf (N-S-Begrenzung) sowie Weidingen-Großlittgen (W-E-Begrenzung) bearbeitet.
Beherrschendes Schichtglied ist hier der Buntsandstein. Er lagert infolge von Erosion in zwei "Ausstülpungen", einer westlich und einer östlich der Kyll gelegenen. Der westliche Zipfel reicht im Norden bis ungefähr an den Südflügel der Prümer Mulde, der östliche bedeckt heute noch einen Teil der wesentlich kleineren und reliktischeren Salmerwaldmulde. Das vorherrschende Buntsandstein-Unterlager bildet somit das Unterdevon (Unterems-Oberes Siegen).
Der von WEILER benutzte Begriff "Bitburger Mulde" muß durch "Senke" ersetzt werden (s. u.).
An Geologischen Kartenblättern erschienen nach v. DECHENs 80000er Karten (1868) von diesem Nordabschnitt erst fünfzig Jahre später die Blatt-Nr. 5904 Waxweiler und 5905 Killburg (LEPPLA, 1908, a u. b). KRÖMMELBEIN (1955) berührt die Trias noch mit seiner Arbeit über die Salmerwaldmulde.
An Geologischen Übersichtskarten liegen die des wasserwirtschaftlichen Generalplans für das Moselgebiet (GEIB, MITTMEYER & WEILER, 1974) 1:200 000, die Blätter Trier und

Cochem in gleichem Maßstab sowie die Übersichtskarte von AHRENS & SCHMIDT (1962) vor.

3.3.1.1. Sockel

Den Untergrund der Trias bilden Schichten des Unterdevons. Nur im Norden an der Salmerwaldmulde greift die von Süden ununterbrochen heranreichende Buntsandsteinbedeckung bis auf Schichten des Mitteldevons. Die unterdevonischen Schichten gehören hauptsächlich in die Unterems-Stufe; älteres Unterdevon (Siegen/Ems-Grenzbereich:"Ulmen-Gruppe") streicht im Manderscheider Sattel zu Tage.
Nördlich der Salmerwaldmulde verläuft der Birresborner Sattel. Mindestens bis in die nördliche Bitburger Senke hinein kann das beidseitige Abtauchen der varistischen Faltenachsen zum Senkeninneren hin beobachtet werden.
Die Sockelstrukturen am E-Rand der N' Bitburger Senke werden zur Zeit von der Arbeitsgruppe um Prof. MEYER (KÖLSCHBACH, K.H.; THON, B.) neu bearbeitet.
Einen Versuch zur Rekonstruktion der Geologie des Untergrundes der Trier-Luxemburger-Senke unternahm LUCIUS (1937, Fig. 20). Dabei verbindet er die Manderscheider Sattel-Achse mit dem im Südwesten gelegenen Antiklinorium von Givonne (⟶ junge Ösling-Randflexur).
Eine neuere Zusammenstellung der Schichtenfolge des Devons hat NEGENDANK (1974) gegeben.

3.3.1.2. Trias

Buntsandstein

Unterer Buntsandstein fehlt im Arbeitsgebiet.
Die Sedimentation setzt verzögert im Laufe des Mittleren Buntsandsteins ein. Dieser Tatbestand ist bereits auf den Geologischen Kartenblättern von LEPPLA (1908) dokumentiert.
Über die Triasrandfazies arbeiteten VAN WERVEKE (1916) sowie LUCIUS (1937-1948); letzterer rekonstruierte die triadischen westlichen Uferlinien in der Luxemburg-Eifeler Quersenke.

Während die Isopachen des Mittleren Buntsandsteins bei SCHRÖDER (1952) noch recht willkürlich vor allem N-S verlaufen, zeigen die von WEILER (1972) nach Bohrergebnissen rekonstruierten Buntsandstein-Mächtigkeiten ein abweichendes und viel differenzierteres Bild.
MADER (1980 a,b; 1981 a,b) bearbeitete den Mittleren und Oberen Buntsandstein in der nördlichen Bitburger Senke sedimentologisch-stratigraphisch; die Typlokalitäten für seine Westeifelstratigraphie liegen alle in der südlichen Westeifel. In einer Arbeit über den Mittleren Buntsandstein der Südeifel kompiliert MADER (1981 c) seine Westeifelstratigraphie mit den Anschlußgebieten (s. Abb. 5).

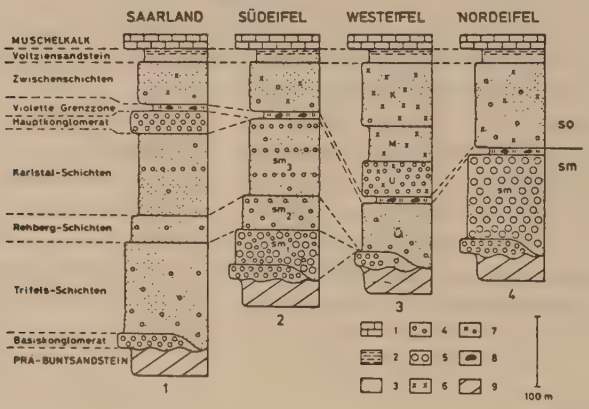


Abb. 5: Versuch von D. MADER (1981 c), die Eifeler Buntsandstein-Randfazies an die klassische Stratigraphie (Saarland, beginnende Beckenfazies) anzuknüpfen

Bezüglich der Stratigraphie des Buntsandsteins sei auf die Arbeiten von WEILER (1972), KRIEGER (1978) sowie von MADER (1979) bzw. auf Kap. 3.2.2.3. verwiesen. Zusätzlich zu der

in diesem Kapitel geschilderten Buntsandstein-Stratigraphie MADERs seien für den südlichen Westeifeler Buntsandstein noch die bis 9 m mächtigen Basiskonglomerate von St. Thomas, der bis 5 cm große und eckige Unterdevon-Stückchen enthaltende "Sandstein von Otzenbach" (z.B. SW' Bettenfeld) sowie das Schichtglied "geröllführende Sandsteine von Biersdorf" (≙ sm_4 von KRIEGER, nach MADER, 1981 c) genannt.
Während MADER (1979, S.40, 50) "die Basislage in der Fazies der Konglomerate von St.Thomas" sich fluviatil verzahnen sieht, werden die "geröllführenden Sandsteine von Biersdorf" als wechselhafte Schichtserie dargestellt, in der sich äolische und fluviatile Sedimente verzahnen.
Im Mittleren Buntsandstein überwiegen nach MADER für den Raum der nördlichen Trierer Senke die äolischen Abfolgen. Die Sediment-Transportvektoren zeigen trotzdem für alle Schichten des "sm" unabhängig von äolischem oder fluviatilem Transport eine gemittelte S→N-Transportrichtung an, wobei sich im SW und NW auch bis ENE drehende Vektoren zeigen (MADER, 1980 b).
Zu den Paläoströmungsrichtungen des fluviatilen Oberen Buntsandsteins schreibt MADER (1981 a): "Im Oberen Buntsandstein wird der Verlauf zwar undeutlicher, durch lokale Einflüsse gestört... bleibt jedoch in seinen Grundzügen bis zum Dach der Zwischenschichten erkennbar."
Bei der Konstruktion der geologischen Schnitte (s. Kte. 11 der Anlage) wurde bezüglich der Grenzziehung "sm"/"so" auf die geologischen Kartenblätter 1:25000 zurückgegriffen. Dies war nötig, da MADER zu seinen Arbeiten keine geologische Karte mitlieferte, an Hand derer man Kartierungen hätte stratigraphisch eichen und vergleichen können.
Es scheint jedoch, daß die Grenzziehung "so"/"sm" durch LEPPLA (1908; hell-ziegelroter "sm"/Einsetzen eines geröllführenden Sandsteins im "so") mit der MADERs (violette Grenzschicht/konglomeratische Usch-Schichten) korrelierbar ist.
Auf den Verlauf der westlichen Senkenbegrenzung kann aus der Schichtmächtigkeit des Buntsandsteins (Auskeilen nach

Westen) sowie aus der Zunahme grobklastischer Anteile ungefähr geschlossen werden. (s. Kte. 11, Anlage)
Eine derartig eindeutige Randfazies ist nach VAN WERVEKE (1916) im Osten nicht vorhanden.
Abgesehen von der Übersichtsdarstellung SCHRÖDERs (1952), lieferte WEILER (1972, Abb. 9), auf zahlreiche Bohrungen gestützt, eine Darstellung von Isopachen des Buntsandsteins (s. Abb. 6).

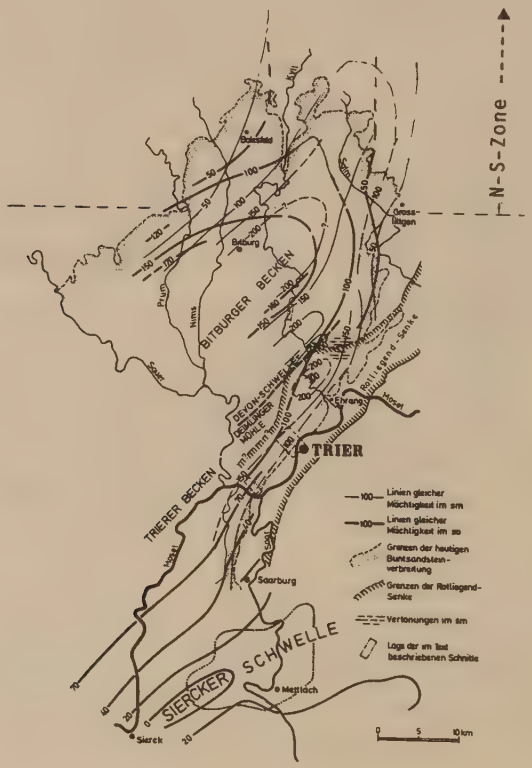


Abb. 6: Karte der Mächtigkeiten des "sm" und "so" (mit eigenen Zusätzen, nach WEILER, 1972, in: NEGENDANK, 1974)

Aus dieser Darstellung ist eine leichte NW-wärtige Verlagerung des Senkungstiefsten vom Mittleren zum Oberen Buntsandstein zu erkennen. Abgesehen von erhöhten Mächtigkeiten infolge von streichenden Schwellen im Süden, ist das Beckentiefste nach WEILER (1972) auf Blatt Bitburg zu erwarten.
MADER (1979) gibt folgende Schichtmächtigkeiten für die N' Trierer Senke, also den Raum zwischen Mürlenbach im Norden sowie die Höhe Weidingen Großlittgen im Süden, an:

"so"	120 - 210 m
"sm"	0 - 103 m
	120 - 313 m

Der "0"-Wert deutet das sichtbare Auskeilen des Mittleren Buntsandsteins nach Westen hin an (ungefähr 1 km SW' Weidingen).
Die Diskrepanz bezüglich der maximalen Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins zwischen WEILER und MADER ergibt sich durch die Korrelationsschwierigkeiten des Südeifeler mit dem (südlichen) Westeifeler Buntsandstein (Vergl. z.B. die Grenzziehung "sm"/"so" in der Bohrung Oberweis (WEILER) mit der Densborn/Usch-Grenze MADERs). Die Mächtigkeitsangaben von LEPPLA für den Buntsandstein schwanken zwischen 151-187 m (Waxweiler) sowie mehr als 220 m (Kyllburg).
Für die Konstruktion des Isolinienplanes und der Profile wurde bei fehlenden Bohrungen (bes. im SW-Teil) nicht nur auf die Angaben WEILERs, sondern wegen der ungefähren Übereinstimmung der Grenzziehung LEPPLAs mit der von MADER auch auf die Profilmächtigkeitsangaben des letztgenannten zurückgegriffen.

Muschelkalk - Keuper

Der durch Schrägschichtungsmessungen belegte ungefähre S→N (SW-NE)-Transport im Buntsandstein sowie die daraus abgeleitete (flache) Abdachung des Bodens der Lothringisch-Eifeler Senke nach Norden wird im Laufe des Muschelkalks horizontiert. Bei annähernder Horizontallage und "optimaler Durchflutung des Beckens ... wurde also Muschelkalk ausgefällt" (WURSTER, 1965, S. 231).

Im Laufe der Oberen Trias neigt sich die Senkenachse nach Süden, die Schüttung der Klastika folgt dieser Richtung (BOCK et al., 1982).
Die exakte Abgrenzung von Unterer zu Mittlerer Trias ist etwas durch die petrographische Ähnlichkeit erschwert (LEPPLA, 1908; KNAPP, 1961).
Der hier von JUX & PFLUG (1958) proklamierten Altersgleichheit von Buntsandstein und Muschelkalk, die von zeitgleichen, aber krassen faziellen Gegensätzen innerhalb einer Rand- und Beckenposition herrühren soll, tritt KNAPP (1961, S. 118) entschieden entgegen: "Die Trias der Eifel läßt sich ...doch in großen Zügen sicher mit der des Beckeninneren parallelisieren."
Die folgenden Schichtglieder bedeckten mit Abweichungen in Mächtigkeit und Fazies nicht nur den Buntsandstein des Luxemburg-Trierer Raumes, sondern auch der ganzen Eifeler Quersenke und noch über deren W- und E-Ränder hinaus.
Da die Erosionsgrenzen der Mittleren und Oberen Trias erst am Südende der Westeifel beginnen, mußte außer auf einige Angaben LEPPLAs (1908) auch auf die Daten NEGENDANKs (1974) sowie LUCIUS' (1948) für den Südeifeler-Luxemburger-Raum zurückgegriffen werden. Für eine detailliertere Schichtbeschreibung sei auf diese Arbeiten verwiesen.

			nach NEGENDANK	LUCIUS, 1948
Rhät	ko_3	Rote Tone		
	ko_{1-2}	Rhätsandstein	2-8 m "	
Mittl. Keuper	km_3	Steinmergelkeuper	50-70 m "	50-102 m
	km_{2s}	Schilfsandstein	3-5 m "	8-25 m
	km_1	Pseudomorphosen-Keuper	40-50 m "	40-185 m
Unterer Keuper	ku_2	Grenzdolomit	4-10 m "	2-8 m
	ku_1	Bunte Mergel, "Lettenkohlensandstein"	5-15 m "	
Haupt-muschel-kalk	mo_2	Grenzschichten/Ceratiten-schichten	2-55 m "	0,5-70 m
	mo_1	Trochitendolomit (Stillwasserfazies, KNAPP)		
Anhydrit-Gruppe	mm_2	Linguladolomit	bis 40 m (s.u.)	19-111 m
	mm_1	Gipsmergel		
Unterer Muschel-kalk	mu_2	Orbicularis-Schichten	40 m (Waxweiler, Kyllburg, nach LEPPLA)	10-50 m
	mu_1	Muschelsandstein		

Als Minimalmächtigkeit ergibt sich für Muschelkalk und Keuper im Luxemburg-Trierer-Senkungsraum zusammen ein Wert von 130 m.

3.3.1.3. Jura - Kreide

Jura (Lias) ist erst in der Südeifel reliktisch erhalten geblieben (s. 3.3.2.).
Die ehemalige Obermaastricht-Transgression hinterließ umgelagerte Feuersteine in den höheren Kyllterrassen (s. Kap. 5).

3.3.1.4. Kanäozoikum

Die Schichtlücke post-Lias wird erst im Tertiär (lokal) wieder mit Ablagerungen, z.B. mit den Braunkohlen von Eckfeld (Eozän), geschlossen (s. BRELIE, QUITZOW & STADLER, 1969). Bezüglich der ausführlichen tertiären und quartären Geschichte des Raumes sei auf NEGENDANK (1974) sowie die synoptische Tabelle zur Gliederung des fluviatilen Tertiärs des linksrheinischen Raumes bei LÖHNERTZ (1978, S. 204) verwiesen.
In die Stratigraphie des älteren Tertiärs des Gebietes muß der durch marine Fauna im Meerfelder Maar nachgewiesene Meereseinbruch eingebaut werden (WEILER, 1980). Die ehemalige Auflagefläche des Oligozäns dürfte heute in der Umgebung von Meerfeld in einer Höhe von 5oo m gelegen haben; in der Südeifel fällt die Auflagefläche auf unter 400 m heutiger Höhe ab.
Da das Tertiär (z.B. Beckentone von Binsfeld) den Buntsandstein randlich überlagert, zeigt das Kartenbild, daß die entscheidende Erosion des Mesozoikums prätertiär erfolgt sein muß (s. Karte von GEIB et al., 1971).
Im Quartär bricht eine Vielzahl von Vulkanen aus. Ihrer Art nach sind es Maare und gemischte Vulkane. In Bezug zur Buntsandsteinbedeckung sind jedoch nur die Manderscheider Vulkangruppe und der Stadtfelder Kopf (s. Kap. 4.3.1.) von Bedeutung. Die Manderscheider Vulkane wurden im Zusammen-

hang mit ihrem Unterlager detailliert von MEYER & STETS (1979) auskartiert.

3.3.2. Fortsetzung der Struktur nach Süden (Südeifel)

Nach Süden und Südwesten setzt sich der westeifeler, nördliche Bitburger Senkenabschnitt in die eigentliche Trier-Bitburger Senke fort. Diese selbst stellt den NE-Teil der Luxemburg-Trierer Senke dar, die von LUCIUS (1948) mit der engeren N-S-Zone zur "Luxemburg-Eifeler Quersenke" begrifflich zusammengefaßt wird.
Letztere wiederum bildet einen Teilast der Lothringischen Quersenke, die mit der Germanischen Quersenke in der Trias über die alsatische Straße in Verbindung stand.
An den Schnittpunkten der Erosionskante der Ösling-Randflexur mit den westlichen Uferlinien rekonstruiert vor allem LUCIUS den Verlauf der Grenze Sedimentation/Erosion für die Stufen des Mesozoikums.
Eine Synopsis der Uferlinien nach den Vorstellungen aller seiner Vorautoren befindet sich bei LUCIUS (1937, S.95); seine eigenen Entwürfe sind abgebildet in der Arbeit von 1937 (Fig. 27) sowie 1941 (S. 272 = Fig. 15 in:1941). SCHRÖDER (1951, S. 212) zeigt das gleiche Bild in leichter Vereinfachung; durch Veränderung innerhalb der Stratigraphie bewirken BOCK et al. (1982) eine (leichte) Verschiebung der Grenzlinien.
Südlich von Longwy biegt die W-Grenze der Buntsandstein-Verbreitung, durch Bohrungen unter der jüngeren Trias erschlossen, nach Südwesten ab (s. MEGNIEN, 1980, Kte. TR1 sowie die Isopachenkarte der Lothringer Senke TR4).
Ein ungefährer N-S-Verlauf für die Ablagerung des Mittleren Buntsandsteins ist zumindest zwischen Bitburg und Kommern anzunehmen. Südlich davon, zwischen Großlittgen und Sierck wird der Senkenrand im Mittleren Buntsandstein durch varistisch streichende Schwellen und Buchten geprägt. Von Norden nach Süden sind dies: Naurather Horst (Verlust der Schwellenlage im höheren "sm", SCHRADER, 1981), Deimlinger Schwelle, Wittlicher Senke sowie die

Siercker Schwelle. Bereits LUCIUS (1948, S. 127) äußert eine in diese Richtung zeigende Ansicht, "daß innerhalb der Quersenken auch die hercynische Tektonik wirksam ist." Der Mittlere Buntsandstein der Südeifel wird von NEGENDANK (1974) in drei Stufen ("sm_{1-3}") gegliedert. MADER (1981 c) übernimmt diese Gliederung, meint aber im "sm_2" zusätzlich äolische Einflüsse hinzutreten zu sehen. Der "sm_3" wird von ihm mit den Densborn-Schichten des Westeifeler "sm" parallelisiert (s. Abb. 5); ein Unterschied besteht aber nach MADER (1981 c, S. 395-396) darin, daß in der Westeifel der äolische, in der Südeifel der fluviatile Einfluß überwiegt.

Die aquatisch verfrachteten Zwischenschichten und der Voltzien-Sandstein greifen anschließend über den durch "sm" teilplombierten Untergrund im Westen (und Osten) hinaus. Die feinkörnigen Zwischenlagen deuten dabei eine Reliefverflachung an.

Im Muschelkalk wird zunächst in der Randfazies des Wellenkalkes, dem kalkig-dolomitisch-mergeligen Muschelsandstein sedimentiert. "In der Muschelsandstein-Zeit gelangt die Buntsandstein-Sammelrinne vollständig unter Meeresbedeckung. Das vorliegende Festland ist weitgehend abgetragen und nur feines detritisches Material wird eingeschwemmt ... Eigentümlich ist, daß im Gebiet der rein kalkigen Entwicklung die Mächtigkeit wenig über diejenige des Beckentiefsten hinausgeht." (LUCIUS, 1948, S. 126).

"Der Mittlere Muschelkalk hat noch eine ähnlich weite Ausdehnung wie der "mu", die Faziesgegensätze zwischen Becken und Randbereich verschärfen sich jedoch (Dolomit/Steinsalzpseudomorphosen). Der Ablagerungsraum muß also ein schmaler und flacher Trog gewesen sein, der sich östlich der ardennisch-gallischen Landmasse in nord-südlicher Richtung erstreckte, ... der Hunsrück-Taunusquarzit verliert seinen Schwellencharakter im "mm"." (KNAPP, 1962, S. 152f).

Der Hauptmuschelkalk liegt vorwiegend in dolomitischer Randfazies (Becken: Kalke - Tone) vor; die Beckenfazies hatte gelegentlich bis in den Bitburger, jedoch nicht in den Nordeifeler Raum gegriffen. KNAPP (1962, S. 154f) kommt

in seiner Faziesanalyse zu dem Schluß, daß nicht anzunehmen ist, "daß zur Zeit des Unteren Hauptmuschelkalkes noch größere Teile der Rheinischen Masse im Eifelbereich über den Meeresspiegel herausragten. Sedimentation und Faziesverteilung sind zur Zeit des Höheren Hauptmuschelkalkes offenbar völlig unabhängig von der alten Nord-Süd-Zone."
Die westliche Uferlinie bleibt etwas hinter der vormaligen Ausdehnung des mesozoischen Unterlagers zurück.
Im Keuper vergrößert und verflacht sich der Ablagerungsraum, die Transportrichtung klappte um: das Material wurde von Norden her antransportiert. Nach LUCIUS (1948, S. 360) "bestehen im Luxemburger Gebiet Anzeichen von Heraushebungen und Einbiegungen in der varistischen Richtung, besonders im Keuper." (besonders Steinmergelkeuper).
Die Obere Trias greift bis zu 60 km weit nach Westen über ältere Uferlinien hinaus auf das Ardennen-Festland.
Im Laufe des Rhät schwenkte die Uferlinie aus der rheinischen in die varistisch streichende Richtung um (s. LUCIUS, 1948; SCHRÖDER, 1952). Die nun westlich derartig begrenzte Lias-Ingression kam von Norden über das Gebiet der Eifeler Quersenke (und das östlich gelegene Gebiet) und bildete im Dreieck Luxemburg-Trier-Bitburg eine Bucht (s. NEGENDANK, 1974, S. 65).
Die Jura-Abfolge umfaßt in diesem Gebiet die Schichten von Lias bis Bajocien (LUCIUS, 1948; NEGENDANK, 1974).
Wie so zu ersehen ist, handelt es sich nur im Unteren Jura um eine Buchtposition des Gebietes. Der Begriff Luxemburger-/Bitburger "Bucht" ist daher irreführend.
Mit dem Terminus "Bitburger Mulde" suggeriert WEILER (1972, S. 224) eine nur rein posthume Tektonik. Er versteht die Strukturen aber als "synsedimentär veränderten Muldenbau", was hieße, daß die Sedimentation des Mesozoikums eine Antwort auf eine im Entstehen begriffene Mulde im Sockel war.
Nun können die synsedimentären tektonischen Vorgänge im Untergrund, die zu einer Absenkung des Gebietes geführt haben, infolge der Bedeckung nicht exakt bestimmt werden.
Die Profildarstellungen im Bereich von Bitburg zeigen eher

nur flachwellige Undationen sowie Einbruchsstrukturen.
Die von WEILER durch "so"/"mu"-Isobasen angedeutete "Muldenachse" hat ihre intensive Prägung sicherlich zu über der Hälfte postsedimentär erhalten. Mit einer reinen Muldenbildung wären auch die häufigen Bewegungsstillstände nicht so gut in Einklang zu bringen. So schreibt BERG (1965):
"Es sind keine echten Faltenstrukturen, die ihre Ursachen in einer Einengungstektonik haben, sondern vom Untergrund durchgepauste Flexuren, die zu Zerrungen im Deckgebirge geführt haben."
Für ein derart kompliziert gebautes Gebilde mit verschiedenen Aktivierungen und Stillständen eignet sich in diesem Fall der allgemeinere Begriff "Senke" besser, da er die tektonische Gesamtaktivität (Subsidenz, Verbiegungen, Störungen) einschließt.
Die Schwächestruktur dieser bereits synsedimentär infolge von Dehnungstektonik angelegten Senke lebte gleichgerichtet in jüngerer Zeit wieder auf: Ein Hinweis ist das senkenachsenparallele Gefälle von 650-700 m im Norden auf 400-300 m nach Luxemburg, dann die im Bereich eines varistischen Sattels gelegene junge Oesling-Randflexur (war diese bereits für die Lias-Uferlinie verantwortlich gewesen?) sowie alle anderen jungen Flexuren, die synsedimentär bereits als Schwellen vorlagen (s. Kap. 4).
Bezüglich der Abgrenzung der N-S-Zone nach Süden variieren die Vorstellungen unter den Autoren. Dies hat seine Ursache auch darin, daß die N-S-Tendenz entweder nur vom paläogeographischen oder tektonischen (erosiven) Gesichtspunkt beschrieben wird.
Bei Betrachtung der Paläogeographie kann zunächst davon ausgegangen werden, daß eine ausgeprägte N-S-Schienung nur in die Zeit zwischen "$sm_{(3)}$" und "mu" einschließlich fallen kann. Da der Untere Muschelkalk marin ist und eine weitere Überflutung als die der "fluviatilen Schneise" andeutet, wird für die regionale Abgrenzung der N-S-Zone die Zeit des Buntsandsteins herangezogen.
WEILERs Neukonstruktion der Buntsandstein-Isopachen aus

Bohrergebnissen zeigt genauere, von SCHRÖDER stark abweichende Isopachenwerte und -verläufe. Wie zu ersehen ist, orientieren sich die durch Isolinien beschriebenen Strukturverläufe an dem varistischen Streichen. Die höchsten Mächtigkeiten werden in der NE-streichenden Struktur S' Bitburg erreicht (weit über 400 m Buntsandstein). Dies kann als Ergebnis der Kreuzung der N-S-Schwächezone mit der aus SW kommenden Trier-Bitburger Senkungsstruktur gedeutet werden. Die Arbeit WEILERs zeigt eindeutig, daß die erhöhte Mächtigkeit N' Trier auf eine streichende Spezialschwelle, die "Deimlinger Schwelle", zurückzuführen ist, wobei der kleine, komplementäre südliche Trog in Höhe der Kreuzung mit der Wittlicher Senke liegt und nicht, wie SCHRÖDER (1952) skizziert, einer übergeordneten N-S-Struktur zugeschlagen werden kann.
Im überwiegend fluviatilen Milieu des Buntsandsteins ist das Gebiet starker Senkung mit dem morphologisch Beckentiefsten und der maximalen Sedimentation ungefähr lagegleich. Aus der Tendenz der Isopachenverläufe und der Tatsache, daß im Süden des Blattes Landscheid streichende Schwellen im Mittleren Buntsandstein bestehen, lege ich die Südgrenze der N-S ausgerichteten Buntsandstein-Paläogeographie in die obere Hälfte der geographischen Blätter, die mit den beiden Ziffern 60... beginnen.
WEILER (1972) geht so weit vorzuschlagen, auf Grund der vielen streichenden Elemente (Tektonik und Paläogeographie) die N-S-Richtung im Zusammenhang mit der Bitburger Senke nicht mehr zu erwähnen.
Da eine N-S-Zonierung in begrenztem Umfang (Raum und Zeit) jedoch vorliegt und sich die Bezeichnung "Eifeler Nord-Süd-Zone" eingebürgert hat, bedarf es daher einer näheren Definition.
Bezüglich einer tektonischen Scheidelinie im Süden wird zunächst der Trend der Störungsverläufe bei GEIB et al. (1974) betrachtet. Dabei zeigt sich, daß in Höhe von Bitburg die 25-45° streichenden Störungen nach Norden hin zerschlagen. Es zeigt sich eine Art tektonische Scheide zwischen der mehr

im Streichen des Sockels angeordneten Südeifel und nur untergeordnet mit (N-S- (W-E-)) Störungen versehenen Westeifelsenke.
In ihrem Verlauf sind die Erosionsränder des Mesozoikums grob an die Untergrund-Tektonik angebunden: Zwischen Roth und Biersdorf am NW-Rand sowie zwischen Konz und Naurath am SE-Rand der Senke verlaufen die Erosionsränder des Buntsandsteins generell SW-NE. Nördlich Biersdorf am Westrand und nördlich Naurath am E-Rand herrscht ein ungefähr N-S-gerichteter Verlauf.
Im Bereich um Bitburg lenken die Muschelkalk- und Keuper-Schichtränder auch in die nördliche Richtung um.
BERG (1965, besonders Kte. 3 a) maß die Klüfte in der Luxemburg-Trier-Bitburger Senke ein und unterschied acht Kluftrichtungszonen. In der Luxemburg-Trierer Senke zwischen dem Mesozoikumsrand in Höhe der "Einmündung" der Wittlicher Senke und Bad Mondorf und Redange dominiert die NE-Richtung. Eine Ausnahme stellt die NNE-Richtung an der Zone Esch/Alz.-Wallendorf dar; sie kann aber als Einfluß der unter der Senke sich abschwächenden und ausklingenden westlichen Faltenachsenflexur gedeutet werden.
Im Norden zwischen Wallendorf und Bitburg zeigt das repräsentative Kluftrichtungsdiagramm eine dominierende NNE- neben einer schwächeren NE-Richtung.
Nördlich des Einflusses der Wittlicher Senke, in der südlichen Westeifel, läßt sich nach BERG (1965, S. 68) eine derartige Zonierung nicht mehr durchführen: "hier herrscht über den ganzen Bereich die NNE-Richtung vor, ... der starke Einfluß der NE-Richtung, der im südlichen Gebiet das Auftreten der NNE-Richtung auf bestimmte Zonen beschränkt, fällt hier fort".
SCHUNK (1979) sieht die Eifeler Nord-Süd-Zone sich mit der Saar-Nahe-Senke im Bereich des SW' Merziger Grabens "überkreuzen". Bei Studium der dort enthaltenen Anlagen Nr. 2 und Nr. 4 erhält man den Eindruck eines Schollenmosaiks, das durch Störungen mit 30-60° sowie 130-150° (untergeordnet 0-10°, z.B. Störung S' Konz) gegliedert ist.

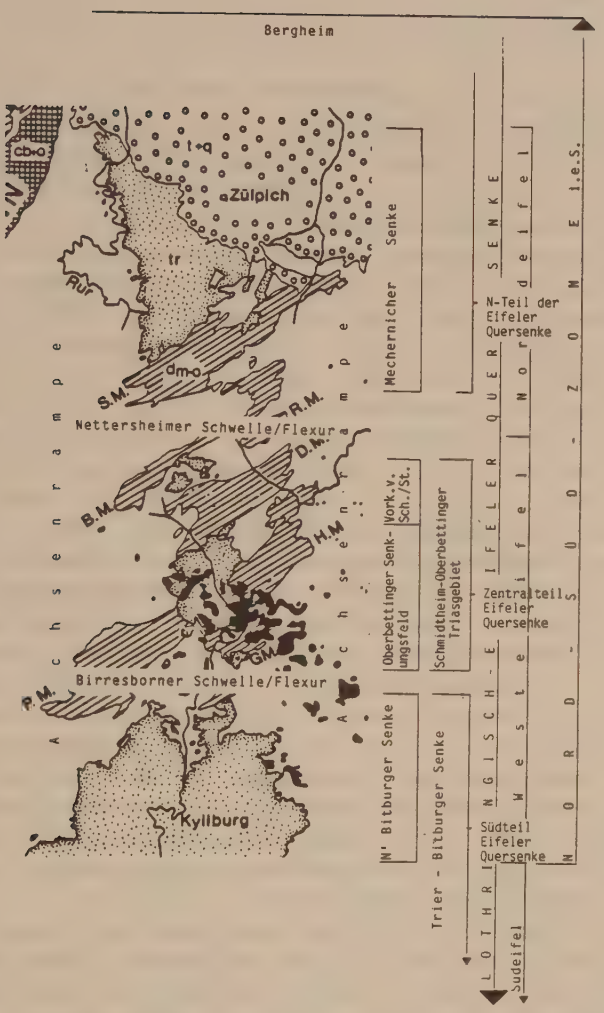
Der Vergleich dieser klaren geologischen Fakten (Schichtlagerung, Störungen) mit der Anl. Nr. 4 (Photolineationskarte desselben Gebietes) zeigt eine krasse Überbetonung der N-S-Komponente in der Auswertung.
Diesbezüglich sind SCHUNKs eigene Vorbehalte noch etwas zu schwach formuliert: "Der Vergleich zwischen Störungen und Strukturlinien zeigt für den Bereich der Trierer Bucht eine nur schwache Übereinstimmung" (S. 74, a.a.O.) (Erl.: Strukturlinie meint hier gleich Photolineation).
Bei der Abgrenzung der Eifeler Nord-Süd-Zone nach Süden ziehe ich die sedimentären und postsedimentären Komponenten zu einem Bild zusammen: Die Buntsandstein-Isopachen WEILERs, die Tendenz zu einem im Streichen ausfransenden, durch Schwellen und Tröge gegliederten E-Randes (s. a. LUCIUS, 1948, S. 122) werden zusammen mit dem Aufeinandertreffen der NE- auf die N-orientierten Störungen bei Hamm-Biersdorf am Senkenwestrand, dem N-S-verlaufenden Erosionsrand im E (Naurath-Meerfeld) sowie den Ergebnissen von BERG zu der folgenden Synthese verwandt:
Die durch Buntsandstein-Ablagerung bzw. erosive Mesozoikums-Zonierung geprägte N-S-Zone endet nach Süden ungefähr in Höhe der Linie Weidingen-Niederkail. Südlich von ihr überwiegen paläogeographische und tektonische Elemente, die z. T. bis an das Pariser Becken laufen.

4. Strukturelles Inventar - Ergebnisse und Diskussion

Nachfolgend werden die wichtigsten und markanten tektonischen Strukturen wie Störungen, Flexuren, Schwellen etc. im Buntsandstein-Verbreitungsgebiet aufgeführt; sie dokumentieren sich sehr deutlich im Verlauf der Buntsandstein-Basislinien.
Bezugsniveau für alle Karten ist Normal-Null.
Die Konstruktion der Strukturlinien war oft mit Unsicherheiten und größeren Spielräumen behaftet. Außer den Erosionsrändern und deren Schnittpunkten mit den Höhenlinien (nicht bei Störungen, wie sich versteht) stellen Bohrungen die einzig sichere Leitmarke dar. Da die Zahl der den Sockel erreichenden Bohrungen vor allem nach Süden und Norden zu den erhöhten Mächtigkeiten hin geringer wird, mußte häufig auf Tendenzen der Mächtigkeiten sowie der Äquidistanzen von benachbarten Isolinien zurückgegriffen werden. Bei den kartierten Störungen wurde der ablesbare Versatzbetrag an der heutigen Oberfläche in die Basislinien übertragen.
Im Arbeitsgebiet herrscht Dehnungstektonik; es konnten nur abschiebende Bewegungsrichtungen erkannt werden. Bei den nicht saigeren Störungen wurde, wenn darstellbar, der Verlauf der Störung in die Buntsandsteinbasis projiziert.
Weiter erhöhte Ungenauigkeiten zeigen die Basis-Linien außerhalb der heutigen Mesozoikumsverbreitung (unterbrochene Linien). Deren Verlauf und Wertigkeit wurde heutigen Höhentendenzen mit Blick auf die vielleicht bereits stattgefundene flächige Erosion größerer Sockelareale angepaßt.
Je nachdem, ob die heutigen Hochflächen Rotfärbung, Kiesbestreuung (Problem: Tertiär oder Buntsandsteinrest?) oder anstehenden/umgelagerten Buntsandstein in der Nähe zeigen, wurden die Isolinien mit kleinem oder großem Abstand zum heute topographisch Höchsten angelegt.
Prinzipiell zeigen diese Linien aber die Mindesthöhe der ehemaligen Buntsandstein-Basis an.
Zudem ergaben sich noch Unterschiede der Linienverläufe

über karbonatischem oder silikatischem Untergrund; die Karbonate waren im (semi-) ariden Buntsandstein verwitterungsresistenter als die üblichen silikatischen Sandstein-/Tonsteinwechselfolgen. Im Bereich von mit Buntsandstein gefüllten Dolomit-Kavernen wurden die Isolinien für die eigentliche "Paläofläche" mindestens 10-20 m höher als die Kavernenbasis gelegt.
Von ähnlich starken Subrosions-Phänomenen wie sie ALBERS (1981) aus den gering verfestigten jungen Oberkreidekalken (alt- und jungtertiäre Subrosion!) nachweisen konnte, wurde hier nicht ausgegangen. Die devonischen Karbonate waren bereits diagenetisch verfestigt und hatten im Buntsandstein Schwellencharakter (Kalenborn, Gerolstein etc.); die Dolomite ragten über das weichere silikatische Gestein häufig hinaus, ein möglicher Karstwasserspiegel lag somit in noch größerem Abstand zur eigentlichen Sedimentationsoberfläche und dürfte nicht zu sichtbaren Einsackungen geführt haben. Über den mitteldevonischen Härtlingen zeigen sich keine höheren Mächtigkeiten im Jüngeren Mesozoikum, im Gegenteil, sie verhielten sich konservativ bis heute (s. die auf der Sötenicher Mulde gelegene Kallmuther Schwelle).
Durch neuere Bohrungen können die Isolinien leichte Abweichungen erfahren, an den generellen Tendenzen wird sich jedoch nichts ändern.
Die Trias-Konturlinien sind zu mehr oder weniger großen Anteilen das Resultat aller postpaläozoischen Bewegungen. Diese zu entschlüsseln wird mit den nachfolgenden Kapiteln versucht. Die Skizze in Abb. 7 zeigt die aus den Ergebnissen hervorgegangene Strukturierung der Eifeler Quersenke.

Abb. 7 (umseitig): Strukturierung der Eifeler Quersenke ("Vork. v. Sch./St." = Vorkommen von Schmidtheim/Stadtkyll)


Bergheim
Zülpich
Nettersheimer Schwelle/Flexur
Birresborner Schwelle/Flexur
Kyllburg
Mechernicher Senke
N-Teil der Eifeler Quersenke
Oberbettinger Senkungsfeld
Work.v. Sch./St.
Schmidtheim-Oberbettinger Triasgebiet
Zentralteil Eifeler Quersenke
N' Bitburger Senke
Trier - Bitburger Senke
Südteil Eifeler Quersenke
Achsenrampe
Achsenmulde
LOTHRINGISCH-EIFELER QUERSENKE
Westeifel
Nordeifel
NORD-SÜD-ZONE i.e.S.
Südeifel
S.M.
R.M.
D.M.
B.M.
H.M.
G.M.
P.M.
RUR
tr
dm
t-q
cb

4. 1. Mechernicher Senke

4.1.1. Buntsandstein: Vorkommen - Höhenlage

Das Mechernicher Trias-Dreieck ist durch den Verlauf der Erosionskante des Mittleren Buntsandsteins (auf Paläozoikum lagernd) sowie die des in gleichem Habitus, aber in geringerer Verbreitung vorliegenden Oberen Buntsandsteins (auf "sm" oder Paläozoikum lagernd) charakterisiert.
Der W-Rand der Senke wird durch den Mittleren Buntsandstein angedeutet. Dieser 27 km lange Erosionsrand verläuft zwischen Maubach und (Golbach-) Sötenich in 176°-Richtung NNW-SSE. Die Kante der Erosion um Maubach weicht davon etwas ab, sie beschreibt einen Halbkreis (s. 4.1.2.).
Die Höhenlage der "sm"-Basis steigt von Norden nach Süden von 200 m auf 500 m an. SE' Obermaubach springt sie infolge von Störungstektonik auf 240, 270 und 340-360 m hoch, um südlich zwischen Nideggen und Hausen wieder in einer Höhe um 240 m zu pendeln. In der Südhälfte des Blattes 5304 Nideggen steigt die Basis 1 km NE' Heimbach im Hausener Wald, durch NW-SE laufende Störungen verstärkt, von 240 m auf 420 m (auf dem Altenberg SSW' Heimbachtal). Fünf isolierte, bis 1,5 km vom zusammenhängenden Erosionsrand entfernt liegende Buntsandsteinreste (auf TK 5304) zeigen mit ihren Höhenlagen (300-420 m) und den konstruierten Basislinien, daß der Erosionsrand auf Blatt Nideggen in einem leichten Winkel (ca. 10°) zu den Basislinien der Relikte verläuft. In südlicher Fortsetzung auf Blatt Mechernich (TK 5405) variiert die Höhenlage des westlichen Buntsandsteinrandes in einem kleineren Intervall (480-520 m).
Der SE-Rand des Mechernicher Mesozoikums ist stärker zergliedert. Mittlerer und Oberer Buntsandstein bilden im Bereich der Sötenicher Mulde das Auflager und den mesozoischen Erosionsrand. Zwischen Kallmuth und Sötenich enden "sm" und "so" abrupt bei Anlagerung an die Givet-Dolomite der Sötenicher Mulde. Das Zurückspringen des NW' Muldenflügels und

und Freilegen der weicheren Unterdevon-Schichten zwischen Kallmuth-Weyer-Antweiler hat zur Folge, daß mehrere Buntsandsteinreste erhalten blieben. Die beiden größeren Reste bei Rißdorf und Harzheim steigen aus einer Höhe von 280 m im NE auf 440 m im SW ohne Störungstektonik an.
Die Zahl der außerhalb des zusammenhängenden Buntsandsteinrandes liegenden Vorkommen beläuft sich z.Zt. auf 19.
Von Norden anch Süden sind dies:

1. Lage: NE' des in die Antweiler Senke streichenden Kirspenicher Sprungs (auf der Hochscholle), r 50250 h 561 1000, anstehender "sm", Basis: 225-230 m, topographisches Maximum: 237,6 m; Sockelgestein: "du"
2. Lage: r 48600 h 08100, kleiner Rest "sm", Basis: ca. 260 m, Sockel:"du"
3. Lage: r 48600 h 560700, "sm" in 2 km-Längserstreckung ("Katzensteine"), von der Mechernicher Trias durch den Veyl-Bach erosiv getrennt, Basis: 250-350 m, top. Max.: im SE 351,2 m; Sockel: "du"
4. Lage: zwischen r 50600 h 09000 und r 50300 h 05200, "sm"-Vorkommen von Rißdorf, 3,5 km Längserstreckung zwischen den Ortschaften Lessenich und Weiler, kurze Fortsetzung nach Norden unter Känozoikum der Antweiler Senke möglich, Basis: 270-360 m (SW' Röttgener Hof), top. Max.: 362 m, Sockel: Perm/"du"
5. Lage: r 49850 h 05650, reliktischer "sm", Basis: ca. 350 m, Sockel: "du"
6. Lage: r 47900 h 05650, s.o., Basis: 285-300 m, Sockel:"du"
7. Lage: r 48200 h 05600, s.o., Basis: 310-330 m, Sockel:"du"
8. Lage: r 47900 h 05400, s.o., Basis: 260-270 m, Sockel:"du"
9. Lage: r 47350 h 05250, s.o., Basis: 305-320 m, Sockel:"du"
10. Lage: r 47900 h 05200 - r 48350 h 04870, s.o., Basis: 280-330 m, Sockel: "du"
11. Lage: r 49400 h 04200, s.o., Basis: 360 m, Sockel:"du"
12. Lage: r 49600 h 04100, s.o., Basis: 360-390 m, Sockel:"du"
13. Lage: r 50480 h 04850, s.o., Basis: 400 m, Sockel:"dm"
14. Lage: r 49300 h 04000 - r 48400 h 00150, Vorkommen von Holzheim-Harzheim, zwischen zwei im Süden konvergierenden

NNE und NE-streichenden Rändern gelegener, geringmächtiger "sm" und "so" (s. KNAPP, 1980), keine Grabenposition, Basis: 360-440 m, Sockel:"du"/"dm"

15. Lage: r 50650 h 02200, "sm", Basis: ca. 320 m, Sockel:"dm"
16. Lage: r 51400 h 02300, "sm", Basis: 305-320 m, Sockel: Grenze "du"/"dm"
17. Lage: r 50470 h 01700, "sm", Basis: ca. 320 m, Sockel:"dm"
18. Lage: r 51000 h 01700, "sm", Basis: ca. 320-350 m, Sockel: Grenze "du"/"dm"
19. Lage: r 42500 h 00750, "so", Basis: 475 m, Sockel:"dm"

Reste umgelagerten Buntsandsteins befinden sich in der Hondert-Nebenmulde (r 50100 h 98450, Basis: 440 m, Sockel: Grenze "dm2/"du") sowie an der Nordspitze der Nebenmulde von Frohngau (r 53150 h 98500, Basis: 470 m, Sockel: "du") (s. KUCKELKORN & VORSTER, 1926; OCHS & WOLFART, 1961).
Der auf 17 km aufgeschlossene, NE-SW verlaufende Buntsandstein zeichnet, wie unten näher erläutert, triadische Morphologie und Tektonik nach, wobei seine Höhenlage zwischen der Antweiler Senke und Mechernich, zunächst erst langsam, aus 260 m auf 300 m ansteigt. Der stärker hervortretende Senkungscharakter W' und SW' Mechernich führt mit dichterer Isolinienscharung auch zu einem schnelleren Anstieg der Randhöhenlage (300-480 m). Nach einer Rekurrenz, die aus einer Abschiebung resultiert, setzt sich der Anstieg des Randes von 420 auf 500 m etwas langsamer fort.
Bei Scheven und SW' Kommern treten zwei Unterdevon-Partien fensterartig aus dem Mesozoikum heraus (s. SCHRÖDER, 1938). Das Nebeneinander von Mesozoikum und Sockel ist hier wie anderswo durch normales Auflager als auch durch Nordost fallende Störungen mit bis zu 200 m Versatz gekennzeichnet. Während der Rand des Oberen Buntsandsteins noch den heutigen Senkenhabitus nachformt, zeigt die Verbreitung der jüngeren Trias eine mehr lineare NW-SE-Erstreckung. Dies hängt mit der Abdachung nach Norden und der Absenkung mit Abschiebungen zur Niederrheinischen Bucht hin zusammen.
Der Buntsandstein taucht nach Norden unter jüngeres Mesozoikum (Muschelkalk-Lias) und/oder Känozoikum ab. Direktes Auf-

lager von Känozoikum auf den Sockel ist jeweils an den Trogrändern im NW bei Kreuzau/Lendersdorf und im SE bei Gehn/Firmerich zu beobachten.
Wie GEOLOGIE am Niederrhein (1978, Abb. 3) verzeichnet, ist zu erwarten, daß die heutige Verbreitung des Buntsandsteins (bzw. der Trias) unter dem niederrheinischen Tertiär durch NW' und NE' Richtungen bestimmt wird. Eine exakte Bestimmung der Trias-Basis ist dort nicht mehr möglich, da Bohrungen in den zu erwartenden Tiefen ausstehen und seismische Sektionen noch nicht zur Verfügung standen. Aussagen über die Tiefenlage sind nur in dem besser aufgeschlossenen Areal von Mechernich-Maubach bis an die Birgeler und Kirspenicher Sprünge heran zu treffen.
Von den in Kte. 1/2 der Anlage verzeichneten Bohrungen trafen einige in den Sockel, ansonsten mußte bei der Bestimmung der heutigen Raumlage eine Synthese aus der Entwicklung der Mächtigkeit, der Senkenposition und eventueller Versätze gefunden werden.
Die aus der üblichen Bestimmung der Mächtigkeit (Basisdifferenz zweier Schichten und deren Einfallen) gewonnenen Daten wurden mit denen aus der Literatur bzw. den Archiven verglichen (L.A. Krefeld), wobei besonders die engmaschigen Bohrnetze aus den Erzgebieten gute Aufschlüsse über Mächtigkeitsentwicklungen gaben.
Erkenntnisse zur "sm"/"so"-Grenzziehung gaben die teilweise auch auf die selben Daten gestützten Arbeiten von MÜLLER & SCHRÖDER (1960, S. 259), die Ergebnisse von HORALEK et al. (1977) aus einem Pipeline-Profil sowie die aus Kartierergebnissen zusammengestellte Karte von KNAPP (1980).
Die seit SCHRÖDER (1954) vorliegenden Isopachen-Karten des Mechernicher "sm" zeigen zwei generelle Tendenzen: eine Abnahme der Mächtigkeiten von Norden nach Süden sowie in Richtung auf die westlichen und östlichen (bzw. auch südöstlichen) Randgebiete.
Der primäre Westrand der Senke im Mittleren Buntsandstein lag nahe der heutigen Erosionsgrenze bei Gey-Maubach. Der Mittlere Buntsandstein ist unter dem "so"-Auflager nur noch 30 m mächtig, woraus eine Om-Isopache in der Nähe abgelei-

tet wird.
Die ehemaligen Mächtigkeiten des Mittleren Buntsandsteins entlang des heutigen Erosionsrandes nehmen südlich Nideggen erst wieder recht langsam zu. Da im Süden (Heimbach-Golbach) das "so"-Auflager und damit das Bezugsniveau für die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins fehlt, ist die 100 m-Isopache natürlich mit einer größeren Unsicherheit hinsichtlich des Verlaufs behaftet (vergl. KNAPP, 1981 mit SCHRÖDER, 1954).
Die generell N-S-orientierten Om-Isopachen waren sicherlich noch durch aus Westen einmündende Vorfluter strukturiert (s.a. Schüttungsrichtungen bei PICARD, 1950 sowie Kap. 3.1.1.3. und QUESTER, 1954). Diese sowie die betroffenen Isobasen in den Plänen (Anl.) sind mangels Information jedoch generalisiert dargestellt. Der primäre Ostrand der Senke ist nicht mehr erkennbar, da keine auffälligen Korngrößenübergänge und vergleichbar deutliche Mächtigkeitsabnahmen vorliegen. Am Ostrand ist demnach die dem primären Rand nahe Senkung geringer als am Westrand, so daß der Buntsandstein weitflächiger abgetragen wurde. Infolge der varistisch streichenden Kallmuther Schwelle verläuft der Erosionsrand sogar unter einem größeren Winkel zum N-S-Senkenverlauf.
In Annäherung an die Kallmuther Schwelle (SCHRÖDER) keilt der Mittlere Buntsandstein sogar aus (SCHRÖDER, 1954, Abb. 2); diese hauptsächlich auf givetischem Dolomit angelegte Schwelle streicht wie die Faltenachsen NE-SW und wird erst im Oberen Buntsandstein eingedeckt (detaillierte Mächtigkeiten s. SCHRÖDER, 1954). Außerdem bildet die Schwelle im "sm" die Leitschiene für die aus Südwesten bzw. Süden kommenden Konglomeratströme sowie das feinere, aus SE kommende Korn (s. SCHRÖDER, a.a.O., Abb. 4).
Zwei ungefähr N-S aufgereihte Kleintröge mit Mächtigkeiten von über 150 m ("sm"), nämlich den Nideggener und Mechernicher Trog verzeichnet KNAPP. Die Trogachse des letzteren dreht in Annäherung an die Kallmuther Schwelle etwas nach SSW-SW ab, in gleicher Richtung nehmen die Konglomerat-

schüttungen zu sowie die Mächtigkeiten des "sm" generell ab (auf unter 70 m, SCHRÖDER, 1954, Abb. 6).
Abweichend von SCHRÖDER (1954, S. 426) wurde mit MADER (1979) die 100 m-Isobase ("sm") zwischen Blankenheim und Stadtkyll als zu mächtig angesehen; die Mächtigkeiten des Mittleren Buntsandsteins liegen auf keinen Fall über 100 m, sondern erreichen nach MADER stellenweise keine 40 m. Da zwischen Sötenich und Stadtkyll die Mächtigkeiten um (0-) 50 m pendelten, wurde sogar auf eine 50 m-Isolinie verzichtet. Die von SCHRÖDER (1952, 1954) mit der 100 m-Isopache angedeutete Separierung in einen aus Schmidtheim-Stadtkyll in das Becken von Kall reichenden, groben Materialstrom, der die Kallmuther Schwelle im SW umgeht, sowie in einen feinen, die Kallmuther Schwelle im Osten umfließenden Strom (geringe Fließenergie infolge geringerer Subsidenz zwischen Mechernich und Antweiler) hat trotzdem weiterhin Gültigkeit.
Der Obere Buntsandstein tritt hier im Süden der Mechernicher Senke tektonisch angebunden an die Kallmuther und Dotteler Störung auf. Im Süden reicht er bis nach Kall; bei Kallmuth transgrediert der "so" heute sichtbar über Mitteldevon. Ein weiteres isoliertes "so"-Vorkommen befindet sich wenige Meter "sm" überlagernd bei Holzheim.
Die größte zusammenhängende "so"-Verbreitung ist durch die Eckpunkte N' Wallenthal, Eicks, Maubach gekennzeichnet.
Die Mächtigkeiten des Oberen Buntsandsteins variieren zwischen 60 m in Randbereichen und bis über 150 m in der Senkenmitte. Der "so" greift generell über die Verbreitung des "sm" hinaus, da zu jener Zeit das Relief bereits verflachter war.

4.1.2. Tektonik

Drei Arten von "Störungen" treten im Gebiet auf:
Die wichtigste und augenscheinlichste ist die Subsidenz des Untergrundes zwischen den alt angelegten Faltenachsenrampen (s. Kap. 1.2.). Hinzu kommen die räumlich kleiner dimensionierten, mit Brüchen einhergehenden Flexuraktivitäten und

zuletzt die mit Abschiebungen antwortende, bruchhafte Deformation.
Die Achse der stärksten synsedimentären Subsidenz im Mittleren Buntsandstein (s. Mächtigkeiten bei KNAPP, 1981) verläuft 2-3 km W' der Linie des stärksten tektonischen Gefälles, das noch posttriadische Subsidenz und Störungstektonik miteinbezieht.
Für den SE-Rand des Gebietes spielt die an den NW-Rand der Kallmuther Schwelle angelehnte Mechernicher Flexur eine bedeutende Rolle; sie ist laut SCHRÖDER ein "epirogen vorgebildetes Strukturelement", was bedeutet, daß die der Kallmuther Schwelle vorgelagerte Abböschung in Richtung Senke zur Zeit des "sm"/"so" post-buntsandsteinzeitlich flexurell aktiviert wurde. Auf dieses Zusammenspiel von Becken, Schwelle und Flexur wird weiter unten noch eingehender eingegangen werden.
Zwischen Mechernich und Scheven verläuft die Flexurachse über (oder in) unterdevonischen Sockelgesteinen; von Scheven nach SW, Richtung Kall, läßt die an die Flexur angebundene Erzführung nach, die Flexur verläuft entlang des NW-Randes der Sötenicher Mulde im Randbereich von Unter- zu Mitteldevon. Charakteristisch für diese Flexur sind die sie begleitenden NE-SW streichenden "Mechernicher Störungen" (ELBERSKIRCH, 1937).
Da alle Anzeichen einer Einengungstektonik fehlen, werden die Störungen als Antwort auf lokale krustale Dehnungsvorgänge gesehen, die bei den verschiedenen Hebungsphasen der Rheinischen Masse angelegt wurden.
Abgesehen von zahlreichen kleineren, oft saigeren Störungen, die nur kartiert werden konnten, weil sie am Erosionsrand der Senke wegen unterschiedlicher Höhenlage faßbar waren, reichen einige aus SE kommende, größere Abschiebungen bis in die Senkenmitte. Da sie steil nach SW-S einfallen, sind sie in Bezug auf den generell N-fallenden Buntsandstein antithetisch.
Die Tektonik der Trias der Eifelsenke wurde unter dem gleichnamigen Titel von ELBERSKIRCH (1937) eingehend bearbeitet

und beschrieben. Er unterschied drei Arten von Störungen: die Mechernicher Störungen - ein System von vorwiegend NE-SW flexurparallelen und flexurunterstützenden Störungen - sowie die Randverwerfungen, die bei Mechernich unter fächerförmiger Streichrichtungsänderung zu den aus der Niederrheinischen Bucht kommenden NW-SE-Störungen vermitteln, sowie drittens Blattverschiebungen.
Bei der Isolinienkonstruktion wurden die zahlreichen von ELBERSKIRCH aufgenommenen "Mechernicher Störungen" nicht berücksichtigt, da sie infolge der geringen Sprunghöhen und des Parallelverlaufs zu den (20 m-) Isobasen nicht darstellbar sind. Nur die Querstörungen oder Randverwerfungen nach ELBERSKIRCH sind für die Trias-Isohypsen im gewählten Maßstab relevant.
Bezüglich des Alters der beiden Störungssysteme bestehen unterschiedliche Meinungen.
KRAPP (1945, Abb. 1) sieht die Kallmuther Störung (= Sonnenberg-Verwurf) infolge der Mächtigkeitsdifferenzen an ihr als bereits synsedimentär wirkend: Die Flözmächtigkeit (Flöz Nr. 1-4) und Konglomerateinschaltungen südlich des Kallmuther Sprunges erreichen 80,5 m, im alten Tagebau auf dem Kallmuther Berg (im Norden) 41 m und südlich des Schevener Verwurfs 67 m. Die von ELBERSKIRCH (1937) vertretene Meinung, daß die Mechernicher Störungen älter als die Querstörungen seien, wird von KRAPP (a.a.O., S. 18) dahingehend modifiziert, daß nur an den Querstörungen Mächtigkeitswechsel (Tiefscholle: hohe Mächtigkeit, Hochscholle: geringe Mächtigkeit) zu beobachten sind, die auf eine ältere Anlage als die der postsedimentären Mechernicher Längsstörungen schließen lassen. Die Erzführung (kro/tt-Alter, s. KNAPP, 1981) ist ausschließlich an die Mechernicher Störungen, die ihrerseits nur im Bereich von über 15° einfallendem Buntsandstein auftreten (Flexur!), gebunden.
Die Querstörungen waren später erneut aktiv, an ihnen wurde die Trias (prätertiär) kräftig verstellt. Wie sich bei diesen NW-SE verlaufenden Störungen in der Niederrheini-

schen Bucht zeigt, gehören sie oft in ein fortlebendes Störungssystem. Die teilweise bis heute andauernden Bewegungen sind dabei gleichgerichtet tätig (s.a. AHORNER, 1962).
Wie Herr Dr. Albers (Manuskript 1982, unveröff.) mir u.a. mitteilte, kann man derartig junge Bewegungen an älteren, tektonisch vorgezeichneten Bahnen auch im Arbeitsgebiet z.B. für die Scholle zwischen Holzheim-Antweiler geomorphologisch darlegen. Diese bewegte sich SW' des Kirspenicher Sprungs relativ abwärts (im Bereich der Antweilerer Tertiärsenke) bzw. NE' des Holzheimer Sprungs aufwärts (Buntsandstein-Relikte von Katzvey und Rißdorf keilen dort aus!). So zeigen die nach NE (!) fließenden Flüsse (z.B. Blei-Bach, Vey-Bach) eine auffällige seitliche Ablenkung ihrer Läufe im Schnitt mit der Holzheimer Störung.
Die Buntsandstein-Schichten im Westen der Mechernicher Senke fallen mit 1-9° nach NE bis E, durchschnittlich mit einem Betrag von 2-4° in Richtung auf die Senkungsachse; am SE-Rand fällt der Buntsandstein ebenfalls infolge des synsedimentären Paläoreliefs und der tektonischen Abbiegung steiler, mit 9-25°, zum Senkentiefsten nach NW ein. Die Erzführung von Mechernich hält sich an die Bereiche, in denen die Schichtung infolge der "Mechernicher Störungen" steiler als 10-15° einfällt.
Die genannten Einfallbeträge ergeben sich gemeinsam aus der Addition des primären, N-wärtigen Sedimentationsgefälles sowie hauptsächlich - abgesehen von Gegenden intensiven Paläoreliefs - postsedimentärer Tektonik.
Von Süden nach Norden betrachtet, kann man das Mechernicher Trias-Dreieck in vier störungsgebundene Senkungsabschnitte einteilen.
Die geringen Abweichungen zwischen dem Verlauf der 150 m-Isopache des "sm" nach KNAPP und dem konstruierten Senkentiefsten können zum einen durch leichtes Wandern der synsedimentären Subsidenzachse nach Osten (bereits im "so") und/oder zum anderen durch Dislozierung infolge des postsedimentären, flexurellen Auftriebes im Bereich der ehema-

ligen Kallmuther Schwelle (Mechernicher Flexur) erklärt werden.

Die vier Abschnitte sind:

1. Teilbecken von Kall: W-Grenze: Erosionsgrenze (s.o.)
   N-Grenze: Kallmuther Sprung (= "Sonnenberg-Verwurf")
   SE-Grenze: Mechernicher Flexur (Kallmuther Schwelle) SCHRÖDER, 1954

Die sukzessive Senkung von SW nach NE (von 500 auf 300 m) wird durch die Dotteler Störung (max. 80 m Versatz) verstärkt; an ihr ist im Süden der Obere Buntsandstein erhalten. KNAPP meint, die Störung schon im Versatz der varistischen Zentralaufschiebung in der Sötenicher Mulde nachweisen zu können.

Im NE folgt der Schevener Verwurf mit 30-60 m Maximal-Versatz; im Zusammenspiel mit der Kallmuther Störung leitet diese kurze, N-fallende Störung einen bereits synsedimentär als Senke tätigen Graben ein. KRAPP (1945) konnte dies durch den detaillierten Vergleich der einzelnen Flöz- und Konglomeratmächtigkeiten nachweisen.

Im Norden grenzt die bis zu 220 m Versatz aufweisende Kallmuther Störung das Teilbecken ab. Die synsedimentären Bewegungen im NE dieses Abschnittes prägten auch den Verlauf der Konglomeratströme (s. SCHRÖDER, 1954).

Die geologische Karte von KNAPP zeigt, daß in Verlängerung der Störung nach SE (nach Kallmuth-Urfey) Givet der (varistischen) Kallmuther Mulde im SW gegen Klerfer Schichten im NE grenzt. Die Kallmuther Störung hat somit eine varistische Anlage und Versatz-Anteile, zeigt synsedimentäre Tätigkeit (erhöhte/erniedrigte Mächtigkeiten) und postsedimentäres Nachbrechen (Erhaltung von "so" und "mu"). Die Störung verklingt nach NW und hat ihren höchsten Versatz zwischen Scheven und Kallmuth.

Die Achse des größten tektonischen Gefälles verläuft SW-NE (50°) und ist in großen Zügen identisch mit der

Hauptströmung im Mittleren Buntsandstein gewesen. Im Bereich des Ausstreichens der Beckenachse im SW liegen die Rotliegend-Reste der mutmaßlich bis Rißdorf reichenden Intramontansenke (s. 3.1.1.3. und Anlage).

2. Teilbecken um Bleibuir:
   W-Grenze: s. 1.
   N-Grenze: Glehn-Mechernicher Störung
   SE-Grenze: Mechernicher Flexur
   bzw. Sötenicher Mulde

   Entsprechend der WNW streichenden Störung verläuft die nördliche Abgrenzung von Heimbachtal nach Holzheim.
   Der Versatz der Buntsandsteinbasis beiderseits dieser Linie erreicht bis zu 120 m.
   Die Achse des stärksten tektonischen Gefälles verläuft nahezu N-S und hat eine N-wärtige Neigung von 2,7° (200 m Gefälle auf 4,5, km).
   Der SE-Rand der Scholle enthält durch die Mechernicher Flexur ein umfangreiches Störungsinventar von vorwiegend NE-SW-streichenden Verwerfungen (s. ELBERSKIRCH, 1937, Taf. 6).
   Die Linie des größten tektonischen Gefälles verläuft ungefähr 1-2 km östlich des Zentrums des Mechernicher "sm"-Troges.
   Diesem Abschnitt wäre noch der zwischen der Kallmuther Schwelle und dem Sötenicher Givet angelagerte Buntsandsteinrest ("sm/"so") von Holzheim-Harzheim zuzuordnen.
   Der Buntsandstein stellt hier eine Zwickelfüllung zwischen zwei Hochlagen dar und weist auch infolge verspäteter Transgression (bzw. Ablagerung) verringerte Mächtigkeiten auf. Diese Senkungslage hat nicht den von KNAPP mit der "Harzheimer Störung" versehenen Grabencharakter.

3. Teilbecken von Hergarten-Vlatten:
   W-Grenze: s. 1.
   N-Grenze: NW-SE-Störungssysteme entlang der Linie Berg/ Nideggen - Kommern
   E-Grenze: Infolge des Einschwenkens des Störungsverlaufs

von WNW nach NW konvergieren die Begrenzungen im SE (E' Mechernich)

Innerhalb dieses Senkenabschnittes schwenkt das Störungsstreichen aus der WNW- in die NW-Richtung; damit verbunden ist das abrupte Einschwenken des Senkenachsenverlaufs aus der NW- in die NE-Richtung (= Normale zum Streichen der Niederrheinischen Bucht).
An der WNW-Störung N' Hergarten ist der Muschelkalk an der südlichen Tiefscholle erhalten geblieben. Die Verwurfshöhen erreichen Werte um 60 m.
Nördlich dieser Störung setzt die zusammenhängende jüngere Trias-Bedeckung ein.
Im SE spitzt dieser Teil der Senke 3 km südöstlich des Unterdevon-Erosionsfensters bei Kommern ("Horst" von Kommern) aus.

4. Abschnitt Maubach-Rißdorf:
W-Grenze: Hormer Sprung sowie Maubacher Flexur
N-Grenze: Infolge der jüngeren Bedeckung wird die Begrenzung willkürlich mit den Kirspenicher und Birgeler Sprüngen gezogen.
E-Grenze: Buntsandsteinrelikte von Rißdorf

Die Störungen in diesem tektonisch stark deformierten Bereich verlaufen NW-SE, schwenken teilweise WNW sowie querschlägig dazu NE-SW ein.
Die Versatzbeträge der sicherlich in Zusammenhang mit dem Einbrechen der Niederrheinischen Bucht stehenden Störungen bleiben meist unter 100 m. Die Längsstörungen in diesem Gebiet sind überwiegend antithetisch und SW-fallend.
Der Bereich des tektonisch Tiefsten, der Kernzone der Mechernicher Senke, kann in den Liasgraben von Bürvenich oder den von Thum (bzw. die Mulde von Gimnick, KNAUFF & SCHRÖDER, 1962) gelegt werden.
Die Achse des Senkungsbereiches verläuft andeutungsweise NE-SW.
Im Süden, am Rand des Kommerner Grabens ist die Tektonik so intensiv, daß Unterer Muschelkalk gegen das Devon des

Kommerner Horstes grenzt.
Die aus SW kommende Kallmuther Schwelle läuft hier aus, wie der im SE von der eigentlichen Senke abgetrennte Buntsandsteinrest von Rißdorf mit seinen geringen Mächtigkeiten zeigt. Dieses Vorkommen liegt in der Verlängerung des Holzheimer Buntsandsteinzwickels. Beide sind durch junge Kippungen erosiv voneinander getrennt. Die von KNAPP (1981) und SCHMIDT & SCHRÖDER (1962) angenommene NE-SW verlaufende Harzheimer Störung ist nicht vorhanden, vielmehr handelt es sich um ein präserviertes Paläorelief, das erst in Annäherung an die Antweilerer Senke an zwei Abschiebungen gebunden ist.

4.1.3. Trias-Basislinien

Oben wurde bereits die Höhenlage des Buntsandsteinrandes erwähnt sowie auf die störungstektonische und oberflächengeologische Segmentierung des Gebietes eingegangen. Im Anhang sind die wichtigsten Bohrungen verzeichnet, auf die aber im Einzelnen nicht einzugehen ist.
Nachfolgend sollen einzelne Aspekte, die sich aus den Buntsandstein-Isohypsen neu ergeben haben, diskutiert werden.
Die Gefällswerte entlang der Achsen mit der stärksten tektonischen Absenkung haben folgende Werte:

Abschnitt 1: Gefälle von 480 m auf 8 km = 3,43° = 7,6 %
Abschnitt 2: Gefälle von 220 m auf 4 km = 3,15° = 7,0 %
Abschnitt 3: Gefälle von 70 m auf 6 km = 0,67° = 1,48%
Abschnitt 4: Gefälle von >520 m auf 5 km = >5,94° = 13,2 %

Die Werte von Abschnitt 4 sind überwiegend das Ergebnis des Einbruchs der Niederrheinischen Bucht.
Die Gefällsverhältnisse der Flankenbereiche in Richtung auf das Senkentiefste zeigen die folgenden Maximal-Werte am SE-Rand der Senke:

Abschnitt 1: Max.-Gefälle von 300 m auf 2 km = 8,53° = 18,9%
Abschnitt 2: Max.-Gefälle von 220 m auf 2 km = 6,28° = 13,9%
Abschnitt 4: Max.-Gefälle von 120 m auf 2 km = 3,43° = 7,6%

Die Werte von Abschnitt 1 nehmen durch Einwirken der Mechernicher Flexur von NE nach SW zu. Eine nicht unbedeutende Rolle spielt zusätzlich noch die Kallmuther Schwelle, an der der Buntsandstein an verwitterungsresistentere givetische Dolomite grenzt.
Die Gefällsverhältnisse in der Westhälfte der Mechernicher Senke liegen in den ersten drei Abschnitten unter denen im Osten bzw. Südosten. Das Flankengefälle nimmt in den Senkenaußenbereichen zwischen Golbach und Nideggen zunächst generell ab:

Abschnitt 1: Gefälle von 240 m auf 2 km = 6,84° = 15,2%
Abschnitt 2: Gefälle von 140 m auf 2 km = 4,0° = 8,9%
Abschnitt 3: Gefälle von 100 m auf 2 km (SW' Nideggen) = 2,86° = 6,35%

Die Gefällswerte für Abschnitt 3 zeigen, daß die (Senken-) Achsenneigung einen geringen Wert (1,48%) hat und daß die Flanken im Westen ebenso eine flachere Inklination nach E zeigen, als die der N' und S' Anschlußabschnitte. So reichen im Nordteil von Abschnitt 2 und in Abschnitt 3 die Buntsandsteinreste weit nach Westen, was ein Ausschwenken der Isolinien bewirkt.

Abschnitt 4: Gefälle >320 m auf 2 km = >4,57° = >10,1%
(Grenzpunkte: Scharberg, r 29800 h 21700: 375,5 m NN; 2 km nach NE: 60 m NN Basishöhenlage)

NW' Nideggen setzt die engere Scharung der Isolinien ein (mit Beginn des top. Bl. 5204). Nördlich der Hochscholle von Mausauel (r 32400 h 19500) verlaufen die Linien zunächst N-S und biegen bei Untermaubach nach NW ein. In Parallelität zu Mechernich ist an einen Bereich mit zusammengerückten Isobasen wiederum Erzbildung gebunden. Wie auf Abb. 1 von VOIGT (1952) zu sehen ist, liegt diese Maubacher Pb-Zn-Erzführung nicht in einer klaren NW-SE-Linie, sondern umlaufend zwischen Leversbach und Horm auch und bevorzugt in NE-SW-Erstreckung.

Maubach zeigt eine noch größere Vielzahl tektonischer Elemente als Mechernich, die sich alle in diesem Areal treffen: Es sind dies das varistische Streichen, die flexurellbruchhafte Abdachung des Buntsandsteins nach NE und E sowie die "Randstörungen" (NW-SE) der Niederrheinischen Bucht und die die Trias ebenfalls verwerfenden NE-SW-Störungen.
Die NW-SE-Störungen sind bis in die känozoischen Schichten hinein zu verfolgen (z.B.: Tertiär-Reste am Schafberg-Sprung).
Die nicht fixierbare Längsachse der M a u b a c h e r F l e x u r (s. Kte. 1,2 der Anl.) verläuft NW-SE und dacht als "Senkungsflexur" (HAARMANN, 1922) vorwiegend nach NE (zur Niederrheinischen Bucht) ab. Dem Isolinienbild gemäß wäre auch ein NE-SW verlaufender Flexuranteil abzulesen, da jedoch Anhaltspunkte in Form von Erosionsresten fehlen und da der Flexurrand nicht wie bei Mechernich geradlinig, sondern umlaufend ist, läßt sich keine eindeutige Entscheidung fällen.
Eine weitere Parallelität zu Mechernich stellt die schwellennahe Lage der flexuraktiven Region dar. Die Mächtigkeiten vor allem des Mittleren Buntsandsteins und auch des Oberen Buntsandsteins sind bei Maubach stark reduziert. Da ein kurzes Stück W' Maubach die 0 m-Isopache des Mittleren Buntsandsteins liegt und faßbar ist, soll der erhalten gebliebene Uferzonen-Bereich Straß-Obermaubach auch als "Maubacher Schwelle" bezeichnet werden.
ALBERS (1981) rekonstruierte die rezente Raumlage der Oligozän-Isobasen großräumig unter Zuhilfenahme mehrerer methodischer Arbeitsweisen wie Rückrechnung der post-oligozänen Kreidekarbonatlösungen, geomorphologischer Analyse von Altflächen und Paläoböden etc. Für den Maubacher Bereich schreibt ALBERS dazu: "Das Isolinienbild der Rureifel zeigt mit 0,4% (= 0,21°) eine äußerst geringe Altflächenabdachung nach NE bis zum Bereich von Simonskall/Kommerscheid, wo sich das Gefälle auf 3,3% (= 1,49°) erhöht.
Die Altfläche taucht hier von 480 m um 100 m nach NE ab. Da keine Petrovarianz als Ursache in Frage kommt, deutet

das größere Gefälle am ehesten auf eine geringfügige Flexur, die inzwischen auch von WIENECKE (1981) in streichender Verlängerung als Flexur von Maubach unterhalb der Triasauflage nachgewiesen werden konnte."
Dieser Oligozän-Isobasenverlauf (in: MEYER et al., 1983) zeigt auch, daß in Annäherung an Untermaubach die Isolinien (380 m bis herunter auf 300 m) nach NW ausschwenken.
Die von SCHRÖDER (1954) eingehend beschriebene Mechernicher Flexur (und Kallmuther Schwelle) ist ebenfalls durch epirogene Vorbildung, Isobasenscharung, erhöhte Einfallsbeträge des Mittleren Buntsandstein, parallel laufende Störungen, schwellennahe Lage und kleintektonisches Inventar gekennzeichnet.
Während sich über den Verlauf der Maubacher Flexur nur Vermutungen anstellen lassen, verläuft die Mechernicher Flexurachse eindeutig NE-SW. Entlang des NW-Randes der Kallmuther Schwelle weist das Flexurgebiet im Achsenbereich ein Gefälle von im Mittel 1,09° (= 2,4%) (220 m auf 11,5 km) nach NE (durch Störungen unterbrochen) auf.
Der Schwelle von Kallmuth hat sich im Osten die Kleinsenke von Harzheim-Rißdorf angelagert, die ihre SE-Begrenzung zwischen Pesch und dem Stockert (r 51200 h 56400) wiederum im streichenden givetischen Dolomit findet. In ihr wurde wegen der Hochlage und der Entfernung zum Sedimentationstiefsten möglicherweise erst am Übergang des höheren Mittleren Buntsandsteins zum Oberen transgrediert und sedimentiert (s. KNAPP, 1980). Mittlerer und Oberer Buntsandstein sind dort nicht abzutrennen.
Im Teilbecken von Kall ist die Absenkung am stärksten dokumentiert; die flexurellen Einfallswerte der Flanken in Abschnitt 2 (Kallmuth-Mechernich) zeigen bereits geringere Werte. Die erhöhten Werte der Absenkung entlang der Linie Kall-Kallmuth werden durch einen Überlagerungseffekt von synsedimentärer Absenkung, Paläorelief durch den givetischen Dolomit und jüngere flexurelle Aktivität erzielt.
In Abschnitt 2 ist die synsedimentäre Absenkung entlang der Senkenränder schwächer und das Mitteldevon-Paläorelief

fehlt völlig. In Abschnitt 3 und 4 verklingt die Auswirkung der flexurellen Aktivität.
Nach Süden erreicht die Mechernicher Trias mit ihrer Basishöhenlage generell immer höhere Werte und spitzt ungefähr in Höhe der Linie Schleiden-Bouderath mit dem Mittleren Buntsandstein in Höhen von 460 m bzw. 520 m NN aus.
Weiter nach Süden wurde die Isolinienführung wegen Informationsmangels ausschließlich an die heutige Grundgebirgstopographie gebunden. Dabei wurde auf topographische Hochflächen und Höhenpunkte 10-40 m - je nach heutiger Intensität der Morphologie - posttriadische Abrasion an der Grundgebirgsoberfläche berücksichtigt und addiert.
Im Staatsforst Schleiden zwischen Sistig im NW und Schmidtheim klettern die heutigen Höhenwerte auf 586,3 m (r 39550 h 91660), 582,2 m, 580 m, 588,9 m, 589,0 m (Straße S' Marmagen), 607, m (r 37180 h 93680), 595,0 m (r 35 920 h 87480).
Im Tondorfer Wald liegen die für die Isobasen wichtigen Höhen-Anhaltspunkte niedriger: 566,3-569,8 m (W' Mülheim), 567,8 m (500 m SW' Tondorf im Mitteldevon), 541,5 m ("Auf Breitscheid", r 53670 h 93690).
Bei den konstruierten Isolinien in diesem Bereich handelt es sich um Mindest-Höhenbeträge.
Noch weiter nach Süden sinkt die Basis - mit Erosionsresten belegt - wieder herunter auf 480 m (Schmidtheim) und 240 m (Oberbettingen).
Der Bereich dieser Kulmination der Basislinien liegt hauptsächlich im Bereich des varistischen Nettersheimer und Mülheimer Sattels sowie des NE-Flügels der Blankenheimer Mulde. Nach der gleichnamigen Ortschaft soll er N e t t e r s h e i m e r F l e x u r genannt werden. Es handelt sich um eine nahezu horizontale Senkungsflexur, an der vor allem die Nordeifel bis hinunter auf-80 m (ohne die Bereiche mit "niederrheinischen" NW-SE-Störungen) bzw. bis unter -400 m (im Einwirkungsbereich der NW-SE-Störungen und am Übergangsbereich zwischen Mechernicher Senke und Niederrheinischer

Bucht) abgesenkt ist.
Die Trias-Basis ist dementsprechend nördlich der Nettersheimer Flexur 2,0° (= 4,5%) bzw. 2,34° (= 5,2%) nach Norden verkippt. Auffällig ist, daß dort, wo die aus Westen kommende Flexurachse die Blankenheimer Mulde "schneidet", sich der Verlauf des nördlichen Muldenrandes zwischen r 45000 h 91000 und r 48200 h 91300 auch in W-E-Richtung dreht, wobei im eigentlichen Schnittbereich sich die Wellenlänge der Mulde zwischen Mülheim und Tondorf von den üblichen 1-3 km bis hinunter auf 500 m verringert. Das Schichtstreichen verändert sich auch von 30-40° auf 50°.
Die Übersichtskarte zeigt, daß die Flexur im Westen außerhalb von Mitteldevonstrukturen liegt und im Osten vier Mitteldevon-(Neben-) Mulden (Hondert-NM., Engelgauer NM., Frohngauer NM., Buirer MS) an der Flexur-Nordflanke (N' Tondorf) erhalten sind. Südöstlich des im Flexurbereich liegenden Mülheimer Quersattels ist die Rohrer Mulde erhalten.
Wie die reduzierte Mächtigkeit des "sm" bei Schmidtheim zeigt (MADER, 1979), lag in dieser Zone (Schmidtheim-Blankenheim) ein stabiler Schwellenbereich. Diese weiter ausgedehntere N e t t e r s h e i m e r S c h w e l l e steht auch bereits im Buntsandstein (Muschelkalk?) in enger Beziehung zu den Bewegungen und Verbiegungen des Untergrundes. Wie die 30 m "sm"-Schichtsäule bei Schmidtheim im Vergleich zu den mehr als 150 m im Norden bzw. umgekehrt, die Mächtigkeitsabnahme des "so" im Norden von 160 m auf vielleicht 70 m im Süden bei Nettersheim zeigt, war diese Großschwelle bereits synsedimentär als Verbiegungsbereich aktiv. Das massierte Auftreten von Konglomeraten im "sm" des Teilbeckens von Kall sowie deren aus SW bzw. Süden kommende Schüttungsrichtung (s. Abb. 4 bei SCHRÖDER, 1954) weisen deutlich auf einen aus Süden kommenden Schutt- und Materialstrom mit hoher Fließenergie, die nach Norden abnahm, hin. Das Liefergebiet der Grobschüttungen ist dort ebenfalls im Sockelbereich zu suchen.
Im Oberen Buntsandstein wird ein annäherndes Gleichgewicht

zwischen langsamer Absenkung nördlich der Flexur und einem gleichwertigen Aufsedimentieren geherrscht haben. Begünstigt wurde dies dadurch, daß im "so" der Untergrund stärker planiert war und Schwellen bereits einsedimentiert und überwunden waren.
Bemerkenswert ist außerdem noch die Tatsache, daß im Unterdevon des Flexurbereiches eine varistische Faltenachsenkulmination nachgewiesen ist (s. SHOU-CHANG, 1940; SCHENK, 1937). Da die Verbiegungen der Trias-Basis selbstverständlich untergrundgesteuert ablaufen, zeigt sich dieser Bereich der Nettersheimer Schwelle/Flexur als alt angelegter Hochbereich.
Im Bereich der Nettersheimer Strukturzone liegt heute auch die Nordeifel-Wasserscheide für die nach Norden (Urft, Erft) bzw. Süden (Kyll, Our) abfließenden Flüsse.
Im Osten der Flexur (auf Blatt 5506 Aremberg) kommen durch die ostwärtige Abdachung die Distributoren der Ahr hinzu (s. ZENSES, 1980, Kte. 2).
Die Karte der magnetischen Totalintensitäten der BRD 1:500000 zeichnet überraschend exakt die Eifeler Nord-Süd-Zone mit zur Senkenachse abfallenden Werten nach. Die niedrigsten Werte befinden sich im Norden der Mechernicher Senke (ungefähr -50 nT) sowie in der Südeifel (SE' Bitburg: -31 nT).
Es zeichnet sich somit u. a. die Tiefenlage der magnetischeren prädevonischen Gesteine ab.
Auch der Bereich der Nettersheimer "Hochstruktur" zeigt mit den Isanomalen-Verläufen eine verblüffende Übereinstimmung: Sie steigen auch nach WSW und E an (auf +150 nT bzw. +61 nT), nach Norden und Süden fallen sie aus dem Intervall -15/-20 nT auf die oben genannten Minimalwerte ab. Es zeigt sich hier also ein Gebiet relativer magnetischer Hochlage innerhalb einer ansonsten durch N-S verlaufende Isolinien negativen Vorzeichens gekennzeichneten Senkungszone.
Wie die Überlagerung der bis in den Mechernicher Raum weiterkartierten Oligozän-Isobasenkarte (vereinfachter Plan in: MEYER et al., 1983, Fig. 2) mit den Buntsandstein-Iso-

basen zeigte, muß die großflächige Erosion des Mesozoikums präoligozän stattgefunden haben.
Die Funde von Feuersteinen zeigen, daß die Oligozän-Auflagefläche nicht sehr viel tiefer als die der Kreide-Transgressionsfläche gelegen haben kann.
Bezüglich des W-Randes der Buntsandstein-Verbreitung und damit der Trias-Isobasen muß bedacht werden, daß lokale Schuttströme aus den Gebieten W' des Hohen Venn Material antransportierten, daß das Relief generell ostwärtiges Gefälle hatte und wahrscheinlich ist, daß der transgressive Obere Buntsandstein und jüngere Schichten auch Teile des Hohen Venns (z.B. den Nordsporn, 4,5 km W' Maubach) bedeckten. Diese Schichten waren dann aber vor der Oberkreidetransgression bereits wieder abgetragen.
Das Mesozoikum wurde mit dem Einbrechen der Niederrheinischen Bucht - sofern vorhanden und nicht erodiert - in größere Tiefen versenkt. Stellenweise wird es tiefer als -1200 m NN liegen, z.B. bei Straeten (DÜRBAUM & WOLFF, 1958).

4.2. Schmidtheim - Oberbettingen

4.2.1. Buntsandstein: Vorkommen - Höhenlage

Die Buntsandstein-Relikte zwischen Stadtkyll- Blankenheim-Esch im Norden des Oberbettinger Senkungsfeldes wurden bezüglich ihrer Lage, Ausdehnung und Höhenposition bereits in Kapitel 3.2.1.3. erwähnt. Für diesen Bereich kann zusammenfassend gesagt werden, daß die Buntsandsteinbasis im Süden der Nettersheimer Flexur, zwischen der Blankenheimer und Dollendorfer Mulde, zwischen 480 m und 570 m (unter Bedeckung) (= 1,47° = 3,3% Gefälle) bzw. 600 m (ohne vollständige Triasbedeckung) (= 1,96° = 4,4% Gefälle) schüsselförmig auf dem Unterdevon des Stadtkyller Sattels lagert. Der Basishöhenanstieg nach NW und SE ist außer durch die Flexur auch durch die devonischen Mulden mitbestimmt. Die Reste zwischen Stadtkyll und Mülheim selbst lagern auf erosionsanfälligem, schiefrigem Unterdevon.
Die durch dolomitisierte Kalke und durch reinen Dolomit sehr widerstandsfähigen Muldenhochlagen stellen heute noch an den meisten Stellen die höchsten Erhebungen in ihrer näheren Umgebung dar.
Unterdevonische Klerfschichten und Emsquarzit bilden zusammen mit Nohner Kalken das Hochgebiet des zur Dollendorfer Mulde hin abtauchenden Jünkerather Sattels (METJE, 1961). Im NE des Trias-Vorkommens an der B 51 (SE' Schmidtheim) steigen die Isobasen von 540 m auf über 580 m in Annäherung an die Blankenheimer Mulde an. Dieser durch Paläorelief bedingte Anstieg beträgt maximal 1,27° (= 2,8%). Weiter nach NW kommen die Einflüsse der Nettersheimer Flexur hinzu: Hier hat die Kombination von Paläorelief und Tektonik zusammen einen Gefällsbetrag von 140 m auf 6000 m (= 1,33° bzw. 3%) verursacht.
Der Härtlingscharakter der NE-SW streichenden Mulden führt dazu, daß in ihnen der Buntsandstein der Erosion stärker ausgesetzt war und heute nur in den genannten wenigen

Schlotten erhalten geblieben ist.
Die Vorkommen zwischen Stadtkyll und Mülheim liegen heute alle im Streichen der Stadtkyll-Mülheimer Unterdevonsättel und sind in NE-SW-Richtung angeordnet.
Die begrenzenden Muldengesteine und Quarzite waren zum Teil für die in diesem Gebiet u.a. auftretenden, von SW nach NE zeigenden Schüttungsrichtungen bestimmend (s. MADER, 1980 b, "Paläowindrichtungen" und Paläoströmungsrichtungen).
Im Bereich der Dollendorfer Mulde und E' Esch/Feusdorf liegt die Buntsandstein-Basisfläche relativ höhenkonstant zwischen 540 m und 560 m. Die engere Scharung der Isolinien am SE-Rand der Dollendorfer Mulde (500 m-540 m) wird durch die Dolomithärtlinge hervorgerufen. Wie die wenigen restlichen Schlottenfüllungen zeigen, herrschte dort ein sehr stark wechselndes Kleinrelief vor.
Im SW, am Übergang zum Jünkerather Sattel scheinen posttriadische Bewegungen (Aufwölbungen, Undationen) stattgefunden zu haben. (s. 600 m-Isolinie). Das Gefälle vom Jünkerather 600 m-Hoch zu den Bereichen der direkt von Störungstektonik unbeeinflußt gebliebenen 460 m-Isolinie (3 km Distanz) beträgt 2,67° (= 5,9%) und kann nicht allein auf Paläorelief zurückgeführt werden, da der Mittlere Buntsandstein dieses nicht hätte mit seinen Sedimenten überwinden können. Von dem relativ stabilen Hochbereich von Schmidtheim-Stadtkyll leitet diese Abbiegungszone (Hochwert um 75000-76000) die syn- und postsedimentäre Einsenkung nach Oberbettingen hin ein. Im Norden beschreibt die 500 m-Isolinie den Depressionsbeginn.
Besonders in Gebieten mit nur vereinzelt auftretenden Buntsandsteinrelikten kann der postsedimentär-tektonische Einfluß auf die Isohypsenführung nicht von dem durch das synsedimentäre Relief gesteuerten getrennt werden.
Zwischen Feusdorf und Lissendorf liegen an den folgenden Stellen Reste von Buntsandstein ("sm") in prätriadisch verkarsteten Schlotten bzw. auf stark reliefiertem mitteldevonischem Untergrund.

1. Kreuzberg S' Feusdorf (Lage in Kte. 6; Anl.: SW' "D" von Dollendorf; r 44100 h 43280; Höhe: ca. 505-515 m; Kreuzberg: 520 m NN)
   Gut geschichteter Buntsandstein lagert SE' Kreuzberg an einer Dolomitrippe. Ein Aufschluß von 80 m Länge zeigt, daß der Buntsandstein eine teilweise sich nach oben verengende Mitteldevon-Schlotte zufüllte. Die am Stoß aus Buntsandstein herausschauenden Mitteldevonpartien scheinen losgelöst im Buntsandstein zu schwimmen, sind in Wirklichkeit aber mit einer dahinterliegenden Mitteldevonwand verbunden. Die Mitteldevon-Unterlage ist ansonsten intensiv reliefiert und in den oberen Dezimetern durch prätriadische Verwitterung und die erosive Wirkung der Buntsandstein-Transgression stark brecciert.
   Nach der Diagenese des letzteren folgten Störungen des Gesteinsverbandes - wahrscheinlich infolge der allgemeinen tektonischen Aktivität in der N-S-Zone. Die über 2 m langen, sichtbaren Störungsbahnen (vor allem Abschiebungen und Klüfte) im Buntsandstein sind weiter in das Mitteldevon-Unterlager zu verfolgen (s. Abb. 8). Die Versatzbeträge sind recht gering, sie reichen von cm-Beträgen (s. Abb. 9) bis zu dm-Beträgen (s. Abb. 10).

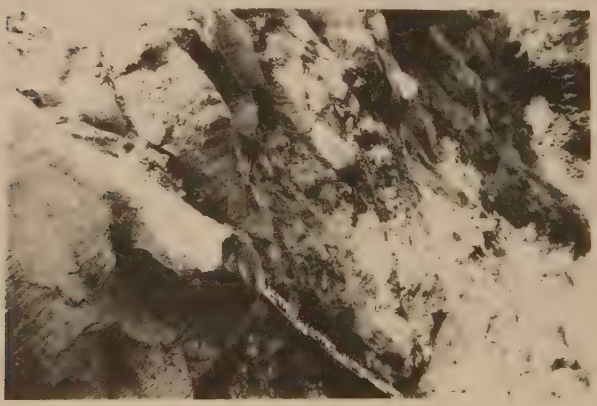
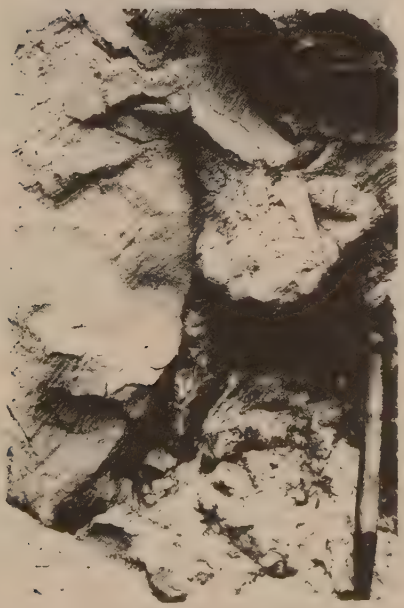


Abb. 8 (vorige Seite): Intensiv reliefiertes Buntsandsteinauflager auf Mitteldevon (Aufschluß am Kreuzberg S' Feusdorf) Störungsbahn entlang der Meßlatte ist aus dem Buntsandstein ins Devon zu verfolgen

Abb. 9: Sedimentäres Anlagerungsgefüge von Mittlerem Buntsandstein an das mitteldevonische, dolomitische Unterlager; tektonisch nur im mm-cm-Bereich verstellt (Kluftcharakter)



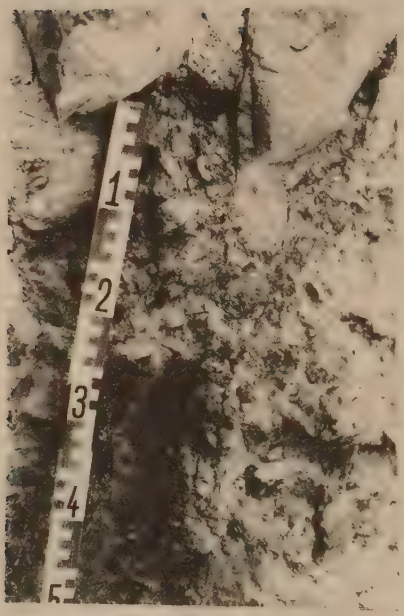


Abb. 10: Brecciöses, angewittertes Mitteldevon und Buntsandstein mit sichtbarem Paläorelief, von einer Abschiebung (25 cm-Versatz) durchzogen

2. 400 m SW' des Kreuzberges liegen Sandreste, die mit METJE (1963, Taf. 23) als Buntsandsteinrelikt verzeichnet werden; Lage: r 43890 h 78210; Höhe: 512 m NN; Sokkel: "dm"-Dolomit
3. Bei r 44250 h 77300 an der Straßenböschung anstehender, geringmächtiger Mittlerer Buntsandstein; Höhe: um 470 m; Sockel: "dm"-Dolomit
4. Möschelberg, r 43100 h 43280; der Buntsandstein am Osthang des mitteldevonischen Dolomitberges lagert in einer erosiv angeschnittenen Schlotte; nach MADER (1980 b)

handelt es sich um äolische Sande des Mittleren Buntsandsteins ("Densborn-Schichten"); Höhe: 460-470 m NN; Höhe des Möschelberges: 497,5 m NN.
Ein 300 m im Norden gelegenes weiteres, von METJE (1963) erwähntes Vorkommen konnte nicht wiedergefunden werden.

5. Nördlich und nordöstlich Birgel wurde die Buntsandsteinbedeckung von METJE zu weit auskartiert. Der Buntsandstein zwischen Birgel und Wiesbaum ist nicht mehr zusammenhängend vorhanden. Der schüsselartig eingelagerte Rest zwischen den Straßen von Feusdorf-Wiesbaum und Birgel-Wiesbaum liegt einem Paläorelief im Grenzbereich Mittel- zu Unterdevon auf und ist vom übrigen Buntsandstein isoliert, und zwar durch das Devon des Wurmberges (Grenze "dm"/"du": Heisdorf) sowie der Sporne bei r 45 900 h 77330 und r 45700 h 77600. Die Höhe der Buntsandsteinbasis variiert zwischen 450 und 500 m NN.
6. Durch den Finkenbach erosiv abgetrennt, lagert Buntsandstein um den topographischen Fixpunkt bei r 47000 h 77000 herum störungsgebunden Unterdevon auf. Die Höhe der Basis beträgt 430-450 m NN.

Am E-Rand des großen Oberbettinger Triasrestes befinden sich die folgenden weiteren Vorkommen:

7. r 48400 h 74400; am NW-Hang des 508 m hohen Heiser Berges erhalten gebliebener Buntsandstein; Höhe: 470 m - 485 m; Sockel: Auflager hauptsächlich auf dem Mitteldevon der Hillesheimer Mulde, im NE setzt sofort das Unterdevon ein.

Die beiden nachkommenden Vorkommen blieben infolge von quartären Vulkanausbrüchen in deren Pyroklastika überliefert. Die Trias-Basis wurde aus der Unterkante der effektiv anstehenden Tuffe ermittelt. Da eventuell größere, bei der Eruption abgesprengte Sockelpartien fehlen und nicht mehr miterfaßt werden, handelt es sich bei der Isobasen-Ermittlung aus der "Höhenlage Tuffunterkante" wie bei allen Gebieten ohne flächige Triasbedeckung um Minimalwerte.

8. Arensberg (s. Kap. 3.2.2.4.), eine Vulkanruine, deren engerer Schlotbereich heute nur vorhanden und aufgeschlossen ist; vor Beginn des Abbaus war die Spitze des oligozänen Vulkans noch 690 m hoch. Der vor Ausbruch in der näheren Umgebung noch anstehende Obere Buntsandstein und der Muschelsandstein sind heute mit ihrer Erosionskante mindestens 4,5 km nach Westen zurückverlagert.
In Bezug auf den nächstliegenden Buntsandstein bei Hillesheim besteht für den Bereich westlich der Störung eine Höhendifferenz von 90 m und östlich der Störung eine von 50 m, bezogen auf die 540 m Höhenlage der Trias-Basis am Arensberg.
Die aus dem Durchschnittsalter (28 Mio. a.) des Vulkans errechenbare postoligozäne Bewegungsrate beträgt auf den 4,5 km bei Annahme vorheriger söliger Lagerung den äußerst kleinen Wert von 0,032 mm bzw. 0,0018 mm/a.
Derartige Rechenversuche sind jedoch nicht adäquat, da die Bewegungen auf dieser Strecke schubweise und verstärkt postältestpleistozän (s. Beuel) stattgefunden haben (CANTAREL & LIPPOLT; FUCHS, 1969 b).
Berechnungen zum durchschnittlichen jährlichen Rückschreiten der triadischen Erosionskante aus den genannten Daten können ebenfalls keine sinnvollen Daten liefern, da selbst unter Ausschaltung der Klimaunterschiede (Beuel: Pleistozän, Arensberg: Oligozän) zuviele Variablen bestehen, wie: Mächtigkeitsabnahme nach Westen bzw. Osten, Stoppen der Erosion an Störungen (z.B. bei Hillesheim), Petrovarianz der miterodierten Sockelgesteine, besonders auch des Mesozoikums zwischen Rand und Senkenmitte.
Das Mitteldevon ist entlang der N-S streichenden Arensberg-Störung verstellt (s. Fuchs, 1965, 1969 b). Daß es sich bei dieser nicht um die "östlichste Randspalte des Oberbettinger Grabens" handelt (1969, S.132), hat FUCHS (1980) sowohl was die "Spalte" als auch die Grabennatur betrifft, revidiert.

9. Beuel SW' Zilsdorf (s. Kap. 3.3.3.4.; s. Kte. 7, Anl.)
   Die Tuffunterkante befindet sich in 540 m Höhe; der 3 km im Westen liegende nächste Buntsandstein hat eine Höhenlage von 440-450 m. Unter den genannten Vorbehalten liegt eine (postältestpleistozäne) Bewegung von 90 m (= o,1 mm/a) bei Annahme einer kaum geneigten Trias-Basis auf dieser Strecke zur Zeit des Ausbruchs vor (K-Ar-Alter nach CANTAREL & LIPPOLT).
   Ein weiteres Datum ist die Tatsache, daß kein Muschelsandstein und nur vereinzelte Buntsandstein-Fragmente in den einzelnen Tuffen vorkommen: Zwischen Oligozän und Pleistozän war der Muschelkalk ganz und der Buntsandstein bis auf eine dünne Bedeckung (von "so") im Bereich des Beuel abgetragen. Sockelgesteine stammen nach den Auswürflingen von der Grenze Unter- zu Mitteldevon.

Die folgenden drei mit Koordinaten versehenen, von FUCHS (1965) verzeichneten Vorkommen konnten nicht wiedergefunden werden und wurden bei der Konstruktion auch nicht berücksichtigt: r 48280 h 72750; r 49170 h 70330; r 49300 h 70350.
Die Isobasenführung im Bereich der Vulkaneifel konnte aus Informationsmangel nicht wesentlich weiter über den Arensberg nach Osten hinaus interpoliert werden (s. 580 m-Isolinie). In den intensiv mit Tuff bedeckten Gebieten wurden auch hier nicht näher bezeichnete Bohrungen des Geol. L.A. Rhld. Pf. verwandt, um die Tuffmächtigkeit subtrahieren zu können und 10-20 m prävulkanischer Erosionsleistung zur Sockelhöhe zu addieren.

10. Rest von Buntsandstein an der Straßenkurve an der Kasselburg; r 48810 h 67120 (N' und S' der Straße); wie Xenolithe zeigen, lag ehemals Buntsandstein an der Basis des Vulkans Kasselburger Hahn (Basis der Vulkanite liegt 130 m über Kyllniveau; keine Altersdatierung vorhanden); Höhenlage des Buntsandsteins: 450 m; Sockel: "du"

Die von RAUFF (1911) verzeichneten Reste E' des Burlich so-

wie auf der Ostseite der Kyll, SW' des Rockeskyller Kopfes konnten nicht gefunden werden. Das von RAHM (1956) verzeichnete Buntsandsteinvorkommen am N-Rand von Hohenfels ist ebenfalls nicht vorhanden.

11. r 48900 h 65400; ein Buntsandstein-Rest ("sm") zwischen Schichten des Givet und der Eifel ist paläoreliefartig eingelagert; Höhe: 410 m (?)-440 m
12. Buntsandsteinscholle Heidkopf-Dietzenlei; r 48500 h 63400; ihr Nordrand lagert der Gerolsteiner Mitteldevonmulde auf; der Hauptteil liegt an gering versetzenden Störungen (infolge der Vulkane/Flexur?) auf. Der Buntsandstein ist infolge der Vulkanitüberdeckung noch bis zu 60 m mächtig. Die Höhenlage steigt nach Süden von 470 m auf 530 m NN an.
13. Wöllersberg; r 44300 h 65500. Dieser Rest von Mittlerem Buntsandstein (MADER, 1979) blieb infolge des überlagernden, mächtigen Tuffs aus dem südlichen Wöllersberg-Schlot (s. Kap.3.2.2.4., Nr. 34) erhalten. Der Buntsandstein lagert mit 5-10° leicht N-fallend z.T. auf Unterdevon und auf dem ausspitzenden Mitteldevon der Gerolsteiner Mulde. Das 19 m mächtige Profil ist außer an den Erosionsrändern vollständig verdeckt und wird z.Zt. als Folge des Tuffabbaus freigelegt. Höhenlage: variiert zwischen 400-430 m; diese Spannbreite ergibt sich aus der im Westen des Vorkommens ansteigenden Basishöhe (Störungen) und dem leichten Einfallen der Schichten.
14. r 42800 h 63800; E' des Hermesberges lagert ein Rest von mit 5° SE-fallendem, ziegelrotem Mittleren Buntsandstein; Höhenlage der Basis: 505-530 m; Sockel: "du"
15. r 39850 h 63900; beiderseits der Straße anstehender Buntsandstein; nach HAPPEL & REULING ist dieses Vorkommen sehr wahrscheinlich an zwei NW-SE verlaufenden Störungen eingebrochen. Im NW und SE des Vorkommens liegt die Oberkante des Buntsandsteins in 530 m Höhe. 400 m im SW liegt der mitteldevonische Sockel in einer Höhe von 561 m, in gleicher Entfernung nach NE erreicht das

Oberdevon eine Höhe von annähernd 550 m (Hengscheid). Die dieses Vorkommen einschließenden Isolinien liegen deshalb, nicht zuletzt auch wegen der Nähe des 631 m hohen "Apert" im Süden, in dem Intervall von 560-580 m.

Bei den drei von HAPPEL & REULING verzeichneten Lokalitäten bei r 38800 h 62800, r 39850 h 63500, r 39950 h 63400 konnte kein Buntsandstein identifiziert werden. Die beiden Vorkommen im Inneren der Prümer Mulde, das eine 1 km SSW' Giesdorf, das andere in einem Tälchen E' Prüm (s. HAPPEL & REULING), konnten ebenfalls nicht gefunden werden. Rückschlüsse für die Höhe der Paläofläche aus einer eventuell vorhandenen Milchquarzüberschotterung von Hochflächen zu ziehen, ist wegen einer möglichen tertiären Umlagerung von in der Nähe anstehendem Buntsandstein nur bedingt erlaubt (z.B. Fläche am Sperrbezirk W' des Hermesberges W' Hinterhausen).

16. r 43450 h 66000; von der Ooser Nase abgetrennter, kleiner Erosionsrest von "sm"; Höhe 440-460 m; Sockel: Unterdevon des Müllenborner Sattels
17. Ooser Nase S' Müllenborn; diese Buntsandsteinplatte überdeckt die varistische Büdesheimer Überschiebung (s. auch Profil GG bei HAPPEL & REULING). Im SE des Vorkommens lagern Klerf-Schichten, die auf obergivetischen Schönecker Dolomit aufgeschoben sind. "Am Deckert" liegen sich bereits wieder auflösende Buntsandsteinreste (z.B. Wegkreuzung bei P 491,5). Im Bereich des Unterdevon-Unterlagers ist der Buntsandstein an einer NE-SW streichenden Störung (nicht lagegleich mit der Büdesheimer Überschiebung) versetzt. Im NW der Ooser Nase ist der Buntsandstein stark aufgelöst und versandet die Hänge. Obwohl an der Auelsley Schönecker Dolomit an der heutigen Erosionskante lagert, bestehen die in der Nähe anstehenden lockeren Konglomerate des Buntsandsteins nur aus unterdevonischem Material (aus dem Süden oder Südosten antransportiert): 10 cm lange Milchquarzgerölle

und Sandsteingerölle mit wenig Mittelsand als Matrix. Zwischen der Büdesheimer Überschiebung (im Norden der Ooser Nase S' Müllenborn) und dem Schießstand ist der nördliche Buntsandsteinsporn an zwei Abschiebungen eingebrochen; der zusätzlich noch an antithetischen Störungen frakturierte Buntsandstein fällt in der Nähe des W-Randes dieser Scholle mit 8° nach Osten. Die Basis des Buntsandsteins liegt hier mit 420 m an ihrem tiefsten Punkt. Das Einfallen des Buntsandsteins im Bereich der zentralen Ooser Nase variiert ansonsten zwischen 5-15° NE bis N-fallend.
Die Höhenlage der Basis differiert infolge von Paläorelief im NW (520-540 m), von Störungen im SE (460 m, Minimum) sowie von Abschiebungen im Norden mit 420 m NN minimaler Höhe.

18. Ammelsbüsch, r 41130 h 68070; aufgelöster Buntsandsteinrest am Südhang des Ammelsbüsch-Inselberges. Von den bei HAPPEL & REULING verzeichneten zwei Vorkommen konnte nur dieses eine wiedergefunden werden; Höhenlage: ca. 470 m NN

Die nachfolgenden, von HEIBEL (1969) angegebenen Buntsandsteinvorkommen konnten nicht gefunden werden bzw. können nicht mehr als anstehend bezeichnet werden:
r 43250 h 65600; Sperrgebiet E' P 534 m NN: r 41800 h 63800; r 42900 h 63850.
Der Westrand der Oberbettinger Senke hat keine entfernt liegenden, abgetrennten Erosionsreste; der Rand des Buntsandsteins wirkt in den Karten durch die Vulkanausbrüche unregelmäßig und ausgefranst.
Die mächtigste und ausgedehnteste Bedeckung mit Buntsandstein liegt zwischen Wiesbaum und Gerolstein mit 11,5 km nord-südlicher und maximal 9 km E-W-Erstreckung. Die Trias ist dort wegen der Senkenposition und zum Teil auch wegen der tektonischen Versenkung erhalten geblieben.
Wegen der fortschreitenden Erosion und dem Rückschreiten der Buntsandsteinkante blieb der Buntsandstein nur noch

dort liegen, wo er an Störungen vor weitergehender Erosion durch das widerstandsfähigere Devon-Material der Hochscholle geschützt blieb. In Gebieten mit "normalem" Auflager greift die Erosion auch bis in die Senkenlagen. So zeigt die Buntsandsteinverbreitung heute entlang der Linie Neu-Oos-Niederbettingen mit 4,5 km Quererstreckung eine "Wespentaille". Dies resultiert auch aus der stellenweisen Hochlage der Mitteldevongesteine zwischen der Prümer und Hillesheimer Mulde.
Im SE der Senke zwischen Pelm und Bewingen ist der östliche Buntsandsteinrand durch Vulkanite verdeckt und dadurch besser vor Abtragung geschützt als z.B. im Südwesten, wo der Buntsandstein bereits im Bereich Duppach-Ammelsbüsch-Oos fehlt.
So wie die Rother Vulkane mit dazu beigetragen haben, den Buntsandstein am Senkensüdende noch etwas länger zu erhalten, so blieben Reste unter den Steffelner Vulkanen erhalten, an denen die Buntsandstein-Senke nun ihre äußerste Westgrenze zeigt.
Im Norden spielen für die Buntsandstein-Erhaltung zunächst Störungen, dann das Paläorelief (Anlagerung an das Mitteldevon der Dollendorfer Mulde, besonders zwischen Birgel und Wiesbaum) und die vorgelagerte Einsenkungs- und Abbiegungszone eine Rolle.
Den vorgenannten, verschiedenen Einflüssen entsprechend, schwanken die Höhenlagen der heutigen Erosionsränder zwischen 400 m und 560 m. Generell gilt für den Oberbettinger Bereich, daß zu den Randbereichen nach Norden und Süden sowie zu den Senkenrändern nach Osten und Westen hin die Buntsandstein-Isobasen ansteigen.
Im Norden, im Bereich der Abbiegungszone zur Senke (Hochwert: 76000-77000) liegt der dem Mitteldevon angelagerte und durch zwei Störungen erhalten gebliebene Buntsandstein ca. 460 m hoch. Südlich der Lissendorfer ENE verlaufenden Störung erreicht die Basis Werte um 400 m (Der 400 m N' gelegene Möschelberg hat eine Höhe von 497,5 m!).
Der Nordrand der Senke ist somit mit Höhenbeträgen zwischen

470 m und 410 m dem südwestlichsten Sporn der Dollendorfer Mulde (= "Gönnersdorfer Teilmulde", METJE 1963) angelagert. Im Nordosten der Senke liegt der Buntsandstein randlich zwischen 420 m und 480 m und ist zumeist an Störungen über dem unterdevonischen Sockel eingesunken.
Südwestlich von Hillesheim überlagert der Buntsandstein mitteldevonische Gesteine der Hillesheimer Mulde. Während die Verbreitung und der Rand des Buntsandsteins dort durch eine N-S-Störung bestimmt wird, die der von FUCHS (1965) verzeichneten varistischen Störung parallel liegt, ist zwischen Hillesheim und dem Weberhof eine NE-streichende Störung mit Buntsandsteinversatz über Mitteldevon vorhanden. An ihr fällt die randliche Höhenlage des Mesozoikums von 440 m auf 390 m im SW ab.
Die Rekonstruktion der weiteren Höhenverläufe in den marginalen Bereichen wird bei Lammersdorf durch die überlagernden Tuffe der umgebenden Vulkane erschwert. Von den Auswürflingen her weiß man aber, daß bei Eruptionen des Hillesheimer Maares noch Buntsandstein vorhanden war; nach Osten reicht der Buntsandstein nicht wesentlich weiter (er fehlt unter dem Pferdskopf, dem Großberg etc.).
Nach Süden hin existierte bei Ausbruch des Kyller Kopfes und der Giesenheld etc. noch ein geringmächtiges Buntsandsteinauflager.
Bei der Rekonstruktion der Buntsandsteinbasis unter den Tuffen der östlich benachbarten Vulkane ergab sich weiter die Tendenz eines bis hin zum Arensberg E-gerichteten Höhenanstiegs.
In südlicher Fortsetzung liegt die heutige Verbreitungsgrenze des Buntsandsteins am westlichen Kraterwall des Gerolsteiner Maares. Auch dieses muß nun recht jung sein, da seine Tuffe keinen Buntsandstein führen.
Der Südrand der durchgehenden Trias-Verbreitung hat relativ konstante Höhenlagen von 420-440 m.
Nach Lenzerath und Scheuern hin setzt sich das normale, von einigen NE-SW-Störungen quer durchsetzte Auflager mit Wer-

ten von zunächst 440 m bis 500 m fort. Am West- bis Nordwestrand steigt der Basisverlauf auf Werte um 500 m bis 540 m an.
Innerhalb der zusammenhängenden Buntsandstein-Verbreitung schauen an folgenden Stellen Sockelanteile heraus:

1. Am Duppacher Maar sind nördlich und südlich Schichten des Unterdevons bis hin zu den Heisdorf-Schichten aufgeschlossen. Etwa 10 m oberhalb des Bodens des Maartrichters wird das Unterdevon durch Buntsandstein überlagert. Der Aufschluß erklärt sich durch dessen generelle und erosive Mächtigkeitsabnahme zum Oberbettinger Senkenrand hin, wobei der Aufschluß durch das im Grenzbereich Unter- zu Mitteldevon entstandene Duppacher Maar freigesprengt wurde.
2. In Kalenborn-Scheuern ist an beiden Seiten des Fricks-Baches mitteldevonischer Dolomit aufgeschlossen; AHRENS & SCHMIDT (1962) verzeichneten in ihrer Übersichtskarte an dieser Stelle fälschlicherweise Muschelkalk.
   In SW' Verlängerung, am SW-Rand des Buntsandsteins meinen HAPPEL & REULING noch einen kleinen Dolomitrest am "Lenzerath" erkannt zu haben.
3. Nicht direkt aus Buntsandstein, aber aus einer auf Buntsandstein lagernden Kyllterrasse schaut in Niederbettingen ein Rest givetischen Dolomits heraus.
4. Westlich der Straße Bewingen-Niederbettingen ist im Osten der Flur "Beilstein" die Grenze Buntsandstein/Unterdevon zu verfolgen.
5. "An der Oese", 300 m N' Lammersdorf schaut Dolomit aus der Buntsandstein-Überdeckung heraus.
6. 1 km E' Müllenborn lagert im Bereich der Flur "Auf Waspel" Unterdevon in Höhen von 480-500 m NN. Dieses fensterartige Auftreten steht im Zusammenhang mit zwei Abschiebungen, einer westlich des "Waspel" und einer ENE zur Rother Hecke streichenden.

Durch Bohrungen ist ein allmähliches Abfallen der Tiefenlage der Basis von den heutigen Erosionsrändern zu einem

Minimum im Bereich W' Oberbettingen-Roßbüsch nachzuweisen. Die in dem Kernbereich vom Geologischen Landesamt Rhld.-Pf. niedergebrachte Bohrung (r 43480 h 70470) erreichte den Sockel und konnte zudem auch Angaben über die restliche Mächtigkeit des in diesem "Tief"-Gebiet erhalten gebliebenen Muschelkalks geben.
Diese Bohrung (Nr. 22 in Kte. 4, Anl.) ergab folgende Trias-Tiefenlage:

0- 31 m Kalksandstein (Unterer Muschelkalk: "Muschelsandstein")
-175 m Ton-Sandstein-Wechselfolge (Buntsandstein, ungegliedert)
-200 m Ton/Dolomit (Schönecken-Dolomit, "dm")
(Bearbeiter: Oberlandesgeologe Dr. W. WEILER, "B36")

Die Bohransatzstelle befindet sich in 458 m Höhe, die Grenze Trias/Paläozoikum somit in 283 m NN.
Eine weitere wichtige Bohrung liegt im Tiefenbachtal in Oberbettingen (r 44200 h 72520) in 407 m Bohransatzhöhe (Bearbeiter: WEILER "B39"). Der Sockel wurde ungefähr nach 136 m in 271 m über NN angetroffen. Die Schichtsäule wird von mir als 71 m "sm" und 65 m "so" interpretiert.
Da talhangaufwärts der Obere Buntsandstein bis in Höhen um 450 m ansteht, liegen seine Restmächtigkeiten im Senkenzentrum über 110 m. Daß der Buntsandstein in Oberbettingen damit noch um 40 m mächtiger ist als in der Bohrung W' des Roßbüsch-Vulkans, läßt erkennen, daß der Buntsandstein sich im Bereich der Muschelkalkscholle in einer tektonischen Tiefposition befindet, die höchsten Gesamtmächtigkeiten des Buntsandsteins aber 1 km weiter nördlich erreicht werden.
Bohrung Nr. 22 liegt noch etwas im Einflußbereich der Kalenborner Dolomitschwelle, die bereits von MADER (1979) als Schwelle erkannt wurde; sie wurde erst im Oberen Buntsandstein überwunden. Ihre Längserstreckung ist durch die Dolomit-Hochs auf der Linie Ammelsbüsch-Kalenborn-Scheuern-Niederbettingen mit einer heutigen topographischen Höhen-

lage von 460 m beschrieben.
An die Kalenborner Schwelle schließt sich nach Süden ein Gebiet relativer Höhenkonstanz (400-420 m) an. Abgesehen von stärkerem Paläorelief im Bereich der Gerolsteiner Mulde und einigen Störungen östlich Müllenborn steigt die Trias-Basis von 430 m im Bereich der Rother Vulkane auf 520 m unter dem Dietzenlei-Buntsandstein an.

4.2.2. Tektonik

Die bruchtektonischen Vorgänge lassen sich in dem schlecht aufgeschlossenen Schmidtheim-Oberbettinger Gebiet nur bedingt und nur bei größeren, auffälligen Versetzungen, besonders an den Erosionsrändern erfassen. Für den Nordteil des Oberbettinger Troges muß angenommen werden, daß weitere als die verzeichneten Störungen vorhanden sind.
Da sich der Buntsandstein von einem Hang zum nächsten petrographisch kaum korrelieren läßt, ist es denkbar, daß Störungen mit bzw. in Tälern verlaufen. Da die aus den Bohrungen ermittelten Tiefenlagen aber ein generelles Absenken zum Mittelpunkt der Reliktscholle andeuten, werden eventuell vorhandene Störungen keine bedeutenden Versatzbeträge und -Bewegungen verursacht haben.
Die Vorkommen von Buntsandstein im Nordteil des Schmidtheim-Oberbettinger Triasgebietes lagern auf einer relativ höhenkonstanten Paläofläche (480-540 m) und sind nur von einigen unbedeutend versetzenden Störungen (ungefähr bis 20 m-Beträge) betroffen.
Die Triasgesteine im Oberbettinger Gebiet sind randlich von Verwerfungen betroffen. Diese sind umgekehrt auch für die Erhaltung der Trias verantwortlich. Die Streichrichtung der Störung pendelt in dem Intervall 15-80°. Eine auffallend N-S-verlaufende Störung konnte in Hillesheim kartiert werden. Diese im Nordabschnitt belegbare und in der südlichen Verlängerung aus der Isobasen-Konstruktion sich

ergebende Störung ist nicht lage-identisch mit der von FUCHS (1965) nur unterbrochen gezeichneten N-S-Störung zwischen Unterdevon im Westen und Givet im Osten; jene liegt 200 m weiter westlich und hat ihre Tiefscholle weiter westlich der Störung. Bei gleicher Einfallsrichtung dieser beiden Störungsflächen (einmal Aufschiebung, einmal Abschiebung) nach Westen könnte man auf eine Inversion der Bewegungsabläufe zwischen prätriadischer und postliassischer Tektonik entlang einer gemeinsamen, im tieferen Untergrund verlaufenden Störungsbahn schließen.
Deutlich wird aber in jedem Fall, daß vorgezeichnete Störungsverläufe für spätere Bewegungsbahnen die Streichrichtung vorgeben.
In Verlängerung der bei FUCHS verzeichneten, Unterdevon gegen Givet verwerfenden Hillesheimer Störungsachse liegt auch der Schlot des Hillesheimer Maares.
Ähnliche Beziehungen zwischen alt angelegten Störungen und jüngster vulkanischer Aktivität finden sich entlang der varistischen (?) Arensberg-Störung (FUCHS). Auf dieser N-S-Störung sitzen der bereits genannte tertiäre Arensberg und der altquartäre Basaltvulkan Beuel.
Das Vorkommen von Muschelsandstein am Roßbüsch ist nach FUCHS (1980) als Rechteck an Störungen um einige 10 Meter in die Tiefe versetzt.
Die Versatzbeträge der randlich liegenden Störungen erreichen selten Werte über 70 m.
Die Abschiebungsbeträge liegen im Mittel bei 20-40 m.
Bezüglich der Beziehung Sockel- zu Deckgebirgstektonik und des Härtlingscharakters der Mitteldevon-Mulden ist es auffällig, daß die Achse des stärksten tektonischen Gefälles dort, wo sie nach NE umbiegt (NW' Oberbettingen), zwischen der Dollendorfer und Hillesheimer Mulde dem zwischengelagerten Unterdevon des Wiesbaumer Sattels bevorzugt parallel verläuft.
In der das Oberbettinger Gebiet kreuzenden Prüm-Hillesheimer Mulde liegt die Kalenborner Schwelle (MADER, 1979).
Im Schnittbereich der drei tektonischen Richtungen, der

N-S-Zone, dem varistischen Streichen und der ac-Kluftrichtung des Gebirges (hier repräsentiert durch die Westeifeler Vulkanzone), findet man relativ hohe Buntsandstein-Mächtigkeiten, an Störungen erhaltenen Muschelkalk und eine starke Vulkantätigkeit. Bei diesem Zusammentreffen wurde der nördlich Kalenborn gelegene Randbereich der Gerolsteiner Mulde - bei sich ansonsten stabil verhaltenden Mitteldevonmulden - leicht mit in die relative Tieflage einbezogen.
Der zwischen Duppach und Wiesbaum lagernde Buntsandstein hatte wegen des Einschwenkens in eine NE-SW-Orientierung und der diese Richtung noch verstärkenden ähnlich streichenden Störungen auf der zwischen zwei rigiden Mulden liegenden, erosiv labileren Wiesbaumer Sattelregion bessere Erhaltungsmöglichkeiten.
Das Senkenareal mit unterdevonischem Sockelgestein zwischen Kalenborner Schwelle und Gerolsteiner Mulde hat eine geringere Breite und zeigt keine bevorzugten Subsidenzbereiche, außer daß der Buntsandstein im Raum Müllenborn von zahlreichen Störungen durchsetzt ist (s.o.). Diese streichen NE-SW bis W-E.
Die Hochpositionen im Süden, vor allem um Birresborn, ließen mit ihren nördlichen Ausläufern, z.B. SE' Roth, keine ähnlich großen Absenkungen zu wie um Oberbettingen.
Wegen der vorherrschenden NE' Streichrichtung der Verwerfungen wird der West- und Südwestrand der Senke (s. Kte. 6) von den Störungen bruchleistenartig versetzt gestaltet. Im Bereich W' Steffeln scheint es, daß die rand-flexurellen Aufwärtsbewegungen zum Aufreißen einer N-S-Störung geführt haben.
Weitere Indizien für diese Störungen sind auch die von Norden nach Süden aufgereihten Mineralquellen bei r 39970 h 70860 sowie der Vulkan Steffelner Kopf und das Laach Maar; außerdem schwenkt der Oosbach W' des Steffelner Kopfes in die NNW-Richtung.
Die W-E-Störung NW' des Duppacher Weihers (zwischen r 39800 h 70800 und r 41200 h 70800) ist durch zwei auf ihr

liegende Mineralquellen zusätzlich markiert.
Weiter nach Norden, um Lissendorf herum, fällt der Randbereich des Buntsandsteins mit ihm parallel verlaufenden Störungen vorwiegend zusammen. Ähnliches gilt auch für den Senkenrand bei Hillesheim.
Der Aufschluß bei Feusdorf (s. Abb. 8-10), dessen karbonatisches Paläorelief und mesozoisches Auflager von Störungen durchsetzt ist, kann als kleinmaßstäbliches Modell für andere Areale gelten.
Die Schichten des Oberbettinger Buntsandsteins fallen überwiegend in nördliche Richtung ein. Das Streichen pendelt somit zwischen NW' bis NE' Richtungen. Das Einfallen beträgt 3°-8°, Maxima von 15°-20° treten gelegentlich, aber ohne Gesetzmäßigkeit auf. Eine Kompilation der gemessenen Werte zeigte, daß das Streichen der Schichten mit der Isohypsen-Vorzugsrichtung oft korrelierte.
Aus der Intensität des Einfallens der Schichten lassen sich keine Schlüsse ziehen; es überlagern sich primäre Schüttungsrichtungen mit späteren tektonischen Dislozierungen.
Die tektonische Grundlage wird durch die von Vulkanaufreihungen beschriebenen Lineationen rekapituliert:
Folgende Lineationen lassen sich an den Vulkanen erkennen (Vulkan-Nr. s. Kap. 3.2.2.4. und Kte. 7, Anl.):

NW - SE: Nr. 1 - 16
" 3 - 4 - 13 (?)
" 6 - 9 - 12
" 29 - 32 - 33
" 30 - 31
" 48 - 53 - 54
" 42 - 43 - 45
NE - SW: Nr. 13/14 - 9 - 10 - 11
" 47 - 48
" 39 - 41 - 22
" 16 - 13 (?) - 6
N - S : Nr. 34a - 30 - 19 - 15 - 12

Wie FUCHS (1980) bereits andeutete, handelt es sich beim Oberbettinger Buntsandsteingebiet nicht, wie vorher vermutet, um einen Graben, sondern um eine sedimentäre Senke. Die Isobasen belegen, daß zwar Störungen mit Versatzbeträgen zwischen 20 m und 40 m (-70 m) vorhanden sind, die Höhendifferenzen zwischen 270 m im Senkeninneren und beispielsweise der 660 m-Isolinie am Senken-Westrand jedoch durch Verbiegungen hervorgerufen werden.
Das Oberbettinger Triasgebiet ist somit ein Senkungsgebiet, das keine dominanten Grabenrandverwerfungen aufweist. Es stellt mit der heute unbedeckten Umgebung gemäß den Isolinien ein Senkungsfeld dar, das zwischen den aufsteigenden Randbereichen und Flexuren zurückblieb.

4.2.3. Trias-Basis-Linien

Wie oben bereits vermerkt und berechnet, lagern die Vorkommen zwischen Blankenheim und Stadtkyll maximal 160 m tiefer als die Topographie bzw. Isolinien-Wertigkeit im Bereich der Nettersheimer Flexur.
Von der synsedimentär bevorzugten, etwas tieferen Lage des besser erodierbaren Unterdevons der zwischen den Eifelkalkmulden gelegenen Sattelgebiete abgesehen, ist ein großer Teil dieses Differenzbetrages tektonischer Natur.
Ob der heute über 580 m gelegene Bereich westlich Esch bereits synsedimentär eine vergleichbare Hochlage hatte, ist nicht mehr zu entscheiden.
Im südlichen Anschluß ist aus der Strukturkarte im Hochwert-Intervall 76-79000 des Gauss-Krüger-Koordinatennetzes eine Abbiegungszone zu erkennen, wobei die abfallenden Werte durch das Zurücktreten der Dolomit-Hochlage und vor allem durch die ausstrahlenden Subsidenzeinflüsse der Oberbettinger Senke bedingt sind.
Die hieran anschließenden Reste einer ursprünglich viel ausgedehnteren Trias- bzw. Buntsandsteinbedeckung zwischen Wiesbaum und Gerolstein sind nach verschiedenen Beanspruchungen nur noch infolge der Tieflage und ihrer gelegentli-

chen bruchtektonischen Dislozierungen vor allem an den Rändern erhalten.
Die Brüche spiegeln sich im Isolinienbild bei einem Versatz ab 10-15 m wider und können bei der Isobasenkonstruktion nach der Tendenz der naheliegenden und betroffenen Äquidistanzen weiter verfolgt werden bzw. ergaben sich erst durch sie (unter Berücksichtigung der geologischen Karte). Deren abschiebende Wirkung unterstützt mit unterschiedlichen Dehnungsbeträgen das durch Flexuren und Ausweitungsstörungen (extensional faults) bestimmte Bewegungsmuster.
Zunächst muß wieder auf auffällige Äußerungen von Paläorelief in dem Isolinienmuster eingegangen werden. Das Paläorelief über unterdevonischen Gesteinen ist hier überwiegend flachwellig, da sich das Gestein, abgesehen von lokalen Quarzitrücken, homogen verhält. Unterschiedliche Höhenlagen der Triasbasis über unterdevonischen Gesteinen sind somit überwiegend durch tektonische Prozesse und untergeordnet durch ein weitgespanntes Flachrelief geprägt.
Über mitteldevonischen Karbonaten errechnet man nicht-tektonische Gefällswerte von 7,6° (16,9%; = 40 m Gefälle auf 300 m) SW' Wiesbaum.
Das Nordende des Oberbettinger Senkungsfeldes liegt am Südrand der Dollendorfer Mulde und deren Karbonaten; die Lissendorfer Störung als WNW streichende und SSE fallende Abschiebung verstärkt die generelle Absenkung zur Oberbettinger Senke.
Die Dolomite der Hillesheimer Mulde bilden einen von seiner Triasbedeckung befreiten "Sporn", der sich störungsunterstützt in die Senke nach SW hineinschiebt. Das Gefälle liegt hier westlich der N-S-Störung bei 2,7° (5,9%; 70 m auf 1,5 km). In weiterer Verlängerung nach SW dokumentiert sich ein Teil des Muldenzwischenstücks zur Prümer Mulde als "Kalenborner Schwelle" (MADER, 1979) mit den folgenden Gefällewerten am Lenzerath im SW: maximal 5,7° (12,6%) (= 80 m auf 800 m) sowie in Kalenborn-Scheuern: 6,5° (14,4%).
Die Gerolsteiner Mulde begrenzt die zusammenhängende Bunt-

sandsteinbedeckung im Süden zum Teil mit ihrem intensiven Relief, das Werte von 5-7,5° Gefälle erreichen kann. Der heute höchste Dolomitstotzen "Kuhdorn" hat 532 m NN Höhenlage. Wegen dieser Höhenlage ist es sehr wahrscheinlich, daß diese Gerolsteiner Dolomitinsel, wenn überhaupt, dann erst im Verlauf des Oberen Buntsandsteins eingedeckt wurde. Die generell N-weisenden Transportpfeile lassen sich innerhalb der Oberbettinger Senke so erklären, daß die Absenkung synsedimentär langsam und damit ohne bedeutenden Einfluß auf Schüttungsrichtungen ablief. Diesen hatten nur die N-S-gerichteten Uferzonen im Westen und Osten und die in der Senke liegenden streichenden Karbonatrücken.
Wie aus dem Strukturplan ersichtlich, laufen die Isolinien im Bereich der Nettersheimer Schwelle und Flexur aus der W-E verlaufenden Achse in eine N-S gerichtete; dies ist am besten an den 560-, 580-, 600 m-Isolinien in der Umgebung von Blankenheim zu verfolgen. Ihr ungefährer N-S-Verlauf ist durch randliche Flexuren bestimmt, die jedoch in ihrer räumlichen Lage nicht über die verzeichneten Kartengrenzen hinaus bestimmt werden können. Es ist jedoch anzunehmen, daß die zunehmenden Hochlagen zu westlichen bzw. östlichen Rändern erneut mit dem Sockel, d.h. den durch die variistische Orogenese enstandenen Strukturverläufen zusammenhängen.
Vom W-Rand (Linie Dehner-Gondelsheim) bis zum Senkentiefsten nach E beträgt das Gefälle 3,7° = 7,3%. Da nachweisbare Störungen auf dieser Strecke dabei keine nennenswerte Rolle spielen, zeigt dies eine Höhendifferenz aus nicht bruchhafter Verformung von 430 m auf 7,5 km Erstreckung.
Im Osten ist die Randfläche östlich des Arensberges (580 m) entlang der Profillinie III in Kte. 11 (Anl.) zur 280 m-Isolinie im Westen mit 1,72° = 3,8% abgedacht. Von dem Vertikaldifferenzbetrag entfallen 50 m nachweisbar auf eine Störung.
Diese angedeuteten randlichen, westlichen und östlichen Hochlagen waren sicherlich schon im Buntsandstein vorhan-

den, aber weitaus schwächer ausgebildet.
Das Auskeilen des Buntsandsteins im Bereich W' des Arensberges (s. Profil III) wurde in der Profildarstellung in Anlehnung an die französisch-luxemburgischen Verhältnisse auch für den unbedeckten östlichen Randbereich an- und übernommen und als Deutung (mit Fragezeichen versehen) am E-Rand der letzten Isobase (580 m; Mindesthöhen) gekennzeichnet.
Mit dem Ende des Oberen Buntsandsteins, spätestens mit dem Muschelsandstein, dürften größere morphologische Unterschiede nivelliert worden sein; die beiden W' und E' Flexursysteme waren in der Hauptsache postliassisch tätig.
Die Linie des stärksten tektonischen Gefälles in der Oberbettinger Senke (Kte. 4, Anl.) ist vom Nordrand nach Süden um 1,83° = 4,1% (160 m auf 5 km) geneigt. Einen extremen Wert erreicht das Gefälle von der Kalenborner Schwelle zum Senkentiefsten nach Norden, nämlich 5,2° = 11,6% Gefälle, was durch Störungen leicht verstärkt wird.
Südlich der Kalenborner Schwelle, SSE' Roth befindet sich die Buntsandstein-Basis stabil im 400-420 m-Niveau; zur Gerolsteiner Mulde hin steigen die Werte an.
An der Ooser Nase erreicht die Basisfläche über dem Dolomit der Prümer Mulde eine Höhe von 540 m bis 500 m. Über dem unterdevonischen Sockel steigt sie von 420 m, z.B. am Wöllersberg, nach Süden auf 560 m, nach SW auf 640 m, nach SE auf 700 m an.
Die zu diesen Höhen führenden Isobasen-Steigungswerte sind die nachfolgenden:

Wöllersberg - Birresborn: 140 m auf 5,5 km = 1,5° = 3,3%
" - Hoch im SW: 220 m auf 6,3 km = 2° = 4,4%
" - Hoch im SE: 280 m auf 8,0 km = 2° = 4,4%

Mit diesem Anstieg der Isolinien hört auch die zusammenhängende Buntsandsteinverbreitung auf.
Unter Vorwegnahme des Isolinienbildes im Süd-Anschluß ist eine Kulmination der Werte zu erkennen, die nach dem in ihrem Zentrum gelegenen Ort Birresborn benannt wird.

Diese hauptsächlich aus den Isohypsenverläufen kenntliche B i r r e s b o r n e r F l e x u r hat ihr stärker abgesunkenes Vorland im Süden (s. Kap. 4.3.). Die höchsten Werte erreicht diese Flexur in Form von Isolinien-Ausbeulungen im Kreuzungsbereich der oben bezeichneten N-S-Flexuren im Osten (700 m NN) und Westen (über 650 m). Diese Flexurkreuzung hat nun selbst eine WNW bis W-E streichende, leicht gebogene Flexurachse und bei Birresborn eine Kulmination der tektonischen Gefällslinien.
Die Flexuraktivität war bereits synsedimentär als Schwelle angedeutet worden: Die Mächtigkeiten nehmen zum einen nach Norden, zum Oberbettinger Senkungsfeld und zum anderen besonders stark nach Süden hin generell zu (s. Profil I, Anl.; WEILER, 1972 und div. geolog. Meßtischbl.).
Diese Flexur war bereits im (Mittleren) Buntsandstein der Abknickbereich für verstärkte Sediment- und vor allem Konglomeratakkumulation im Süden und kann somit zumindest für diese Zeitspanne als B i r r e s b o r n e r S c h w e l l e bezeichnet werden. Diese war im Mittleren Buntsandstein sicherlich sedimentüberlagert (nach der Interpolation im Profil der Kte. 11, Anl. mit 50-70 m) und ließ auch für die ihr naheliegenden Gebiete eine geringe Sedimentation zu. Im Oberen Buntsandstein verliert diese Schwelle ihren morphologischen Charakter, nur unmerklich senkt sich der südliche Vorlandsbereich an der Flexur ab und lagert einen größeren Teil der von Süden antransportierten Sedimente ein.
Ähnlich wie im Nettersheimer Raum ist in diesem Flexurgebiet (in SW' Verlängerung der Gerolsteiner Mulde) eine varistische Faltenachsen-Kulmination (SCHENK, 1937) anzutreffen. Eine weitere kleine Auffälligkeit ist das SW-fallende Oberems des Apert, das an seinem E-Rand umlaufendes Streichen zeigt (s. HAPPEL & REULING).
Auf der Flexurachse liegen drei Vulkane (Kalem, Fischbach, Eigelbach), die die vergleichbar größten Eruptionsmengen der Westeifel förderten. Der Kalem, der größte effusiv tätige Eifelvulkan liegt sogar mitten im Flexurkernbereich.

Südlich dieser Scharnierzone liegen in der mit Mesozoikum gefüllten, nördlichen Bitburger Senke keine weiteren Vulkane; diese reichen mit dem Meerfelder Vulkangebiet nur bis an den Senkenrand.
Von geomorphologischer Seite wäre noch erwähnenswert, daß die im Flexurbereich westlich der Kyll liegenden Vorfluter einen generellen W-E-Verlauf haben. Vom Mündungsgebiet des Hundsbaches E' des Apert verläuft der Bach (mit Mineralquelle) zunächst streng W-E, der Fischbach und noch der Godesbach zeigen ebenfalls diese W-E-Richtung zur N-S-verlaufenden Kyll.
Auf der Karte der magnetischen Anomalien 1:500000 liegt der Flexurbereich noch in der über die Quersenke verlaufenden Anomalien-Depressionszone (neg. Anomalien).
Der von SCHENK (1940, Fig. 2./3.) deutlich herausgestellte direkte Zusammenhang zwischen tektonischen Isohypsen und magnetischen Isanomalen-Verläufen im Bereich der Eifel findet im Oberbettinger Senkungsfeld nach den heutigen, neueren Totalintensitätsmessungen mit den Minimalwerten -51 nT, -41 nT seine Bestätigung. Die generelle negative Magnetisierung wird durch die zahlreichen Vulkane um Oberbettingen mit ihren Positiv-Anomalien unterbrochen.

4.3. N' Bitburger Senke

4.3.1. Buntsandstein - Vorkommen - Höhenlage

Südlich der Birresborner Flexur beginnt in der Höhe von Mürlenbach die nach Süden anschließende, zusammenhängende Buntsandstein- bzw. Trias-Verbreitung.
Um Birresborn herum lagern noch einige Einzelvorkommen.
Die am West- und Ostrand liegenden, abgetrennten Relikte sind, abgesehen vom Euelsberg nur höchstens 1-2 km vom heutigen Senkenrand entfernt.
Wie in Mechernich modelliert auch hier das Erosionsbild den eigentlichen Senkenkern heraus.
Mit gewissen Einschränkungen gilt hier für die Buntsandstein-Basishöhenlagen dasselbe wie für die Mechernicher Senke: Im Vorlandbereich der Flexur, hier nach Süden, fallen die Isobasen auf 20 km Entfernung kontinuierlich bis in Bereiche unter den heutigen Meeresspiegel. Diese Höhenabnahme ist ebenfalls mit einem Ansteigen der Isopachenwerte (des Mesozoikums) gekoppelt.
Außerdem läßt sich ein Abfallen der Isobasen aus den NW', W' bzw. E' Randhochs zu den Senkentiefs feststellen.
Die nachfolgend aufgeführten kleineren Relikte zeigen zwangsläufig das gleiche Bild: Am westlichen Senkenrand, auf TK 5904, liegen die Basisflächen zwischen 475-380 m (von Westen nach Osten). Östlich des Apert, im Flexurbereich (TK 5805) liegt die Basis zwischen 600-570 m, erreicht SW' Birresborn 510 m, um nach Rom hin wieder auf über 580 m anzusteigen.
Der östliche Buntsandsteinrand führt nur einige wenige Relikte, die in Höhen von 460-480 m anzutreffen sind.

TK 5904:

1. r 25100 h 40800; ca. 10 m Oberer (?) Buntsandstein, Höhe der Basis: 415-435 m; Sockel: "du"
2. r 26400 h 41900; Retsch-Berg W' Weidingen, 5-8 m "sm" und "so" (?); Höhe der Basis: 460-470 m; Sockel: "du"

3. r 28700 h 42050; kleiner Erosionsrest "sm"; Höhe: 350 m; Sockel: "du"
4. r 28950 h 42300; "sm"; Höhe: 380-385 m; Sockel: "du"
5. r 28600 h 41550; 2-3 m mächtiger "sm"; Höhe: 378-380 m; leichtes Paläorelief über Unterdevon, dort 70 m weiter nach SW 385,1 m hoch
6. r 33400 h 51050; "sm" "Hardt"; Höhe: 395-400 m; Sockel: "du"

TK 5804:

7. r 34000 h 52300; 10-15 m "sm" am Burgberg; Höhe: 400-420 m; Sockel: "du"
8. r 33800 h 52800; 4-5 m "sm" S' Lasel; Höhe: 420 m; Sokkel: "du"
9. r 30600 h 52600; 15 m "sm" Gehöft Gesotz; Höhe: ca. 530 m; ob Störungstektonik (Abschiebung und/oder Flexur) oder Paläorelieflage zum NW' gelegenen Jungenbüsch-Vorkommen vorliegt, ist nicht eindeutig.
10. r 30300 h 53200; 5-8 m "sm" am "Jungenbüsch"; Höhe: 580 m; Sockel: "du"
11. r 29450 h 56450; 2-3 m "sm" am Euelsberg; große Fläche mit Fließsanden am Hang des Berges; Höhenlage: 560 m; eine Rekonstruktion der Höhenwerte für die weitere Umgebung ist nicht möglich, da ihre Position innerhalb der Prümer Mitteldevonmulde liegt.
12. r 35100 h 54700; 2-3 m "sm" am Hecks-Berg; Höhe: 505 m; Sockel: "du"

TK 5805

13. r 38400 h 61200; "sm"; Wolfswasen; an Störung abgesunkener und erhaltener Rest (s. HAPPEL & REULING); Höhe der Basis nicht genau fixierbar; Oberkantenhöhe: um 580 m; Sockel: Grenze "du"/"dm"
14. r 38900 h 60500; "sm" Wickenseifen; Höhe: um 573-575 m; Buntsandsteinfläche kurz vor kompletter Erosion; Sokkel: "du"
15. r 40300 h 62400; 15 m "sm", SE' Apert; die Annahme ei-

ner Störung am NW-Rand des Vorkommens (HAPPEL & REULING) ist nicht nötig, da flexurelle Aufbiegung der Birresborner Flexur den Apert mit beeinflußt hat; das Einfallen der Scholle ist nach S bis SSE gerichtet; Höhe der Basis: 575-600 m, Sockel: "du" am SE-Rand der Prümer Mulde

16. r 41450 h 62200; ("sm"), wahrscheinlich von Norden (Höhe: über 551 m) erodierter, umgelagerter Buntsandstein (sandiger Waldboden), daher wurde die Höhe über 560 m konstruiert; Sockel: "du"
17. r 41550 h 61900; ("sm") wie oben; Sockel: "du"
18. Daxberg SW' Birresborn; flach lagernde Platte (Basis um 510 m) von maximal 38 m Buntsandstein ("sm"), nach Westen leichtes Ausheben, verstärkt durch eine 10-20 m versetzende Abschiebung; im Bereich der Hügelgräber: "du"
19. r 40900 h 57800; "sm"; geringmächtiger Erosionsrest entlang des Prümer Berges; Höhe der Basis: im Schnitt 560 m; Sockel: "du"
20. r 42850 h 57950; 5-7 m "sm"; E' und N' von Ansiedlung anstehender Rest; Höhe: 480 m; Sockel: "du"
21. r 42550 h 55550; "sm"; an einer Störung lagerndes Vorkommen (s. KRÖMMELBEIN, 1955)
22. Vorkommen am Großen und Kleinen Schimmel (s. KRÖMMELBEIN)
23. r 41200 h 54750; an Störung gebundener Erosionsrest (System mit Störung am "Kleinen Schimmel"); Basishöhe: um 400 m; Sockel: "du"
24. r 44600 h 52500; "sm", flache Buntsandstein-Paläofläche von 445 m mit reliktischer Überdeckung (Top. Punkt: 448,0 m); Sockel: "du"
25. r 44000 h 53500; 26 m mächtiger "sm"-Rest der "Kleinen Noll"; Höhe: 440-460 m; Sockel: "du"
26. - 29. "sm"-Vorkommen Hanert-Altenacker; r 44800 h 57600; r 45000 h 58000; r 45400 h 57900; r 45200 h 58400; Höhe: Basishöhen infolge Tektonik 450-500 m; Bezugshö-

he: 520 m-Höhenlinie N' Ruine Altenacker; Sockel: "du" und "dm" der Salmerwald-Mulde

TK 5806

30. r 48200 h 58650; "sm"; an der E' Straßenböschung anstehender Buntsandstein-Neufund bei Rom, Mächtigkeit: um 4-5 m; das südlich liegende Gehöft steht in 587,5 m auf vertontem Unterdevon; Höhe der Basis: 580 m; letztes nordnordöstlichstes Vorkommen vor dem zur Birresborner Flexur gerechneten 674,6 m hohen Prümscheid.
31. r 50800 h 55100; im Ort Weidenbach anstehender 10-15 m mächtiger Buntsandstein; an der Südflanke der Birresborner Flexur gelegener Rest in Hochschollenposition; Höhe der Basis: 475-485 m; Sockel: "du"
32. r 55100 h 55600; Rest "sm" (?) (SCHMIDT, J., 1980); 700 m NE' Schutz; Höhe: 480 m; Sockel: "du"
33. r 53950 h 53450; kleines "sm"-Vorkommen unter einer Tuffdecke bei Punkt 472,8 m lagernd (s. MEYER & STETS, 1979); Sockel: "du"

TK 5906

34. r 54150 h 50750; unter Tuffauflager anstehendes "sm"-Relikt, 400 m NNW' Bettenfeld; Höhe: 450 m; Sockel: "du" (s. MEYER & STETS)

In den Tuffen des südlich des Nerother Kopfes gelegenen Oberstadtfelder Kopfes (Blatt 5806, r 54500 h 61820) wurden von K. OCHEL, Bonn, Buntsandstein-Xenolithe gefunden. Diese zunächst nur petrographische Ansprache wurde wegen der Verwechslungsmöglichkeiten mit Gesteinen der Klerfer Fazies pollenanalytisch von Herrn Dr. ASHRAF, Bonn, als buntsandstein-altrig bestätigt. Wegen der Seltenheit dieser Xenolithe in Tuffen mit guten Aufschlußverhältnissen und wegen ihrer geringen Größe nehme ich für sie eher eine tertiäre/quartäre Umlagerung mit anschließender Einarbeitung in die Vulkantätigkeit an.
Die zusammenhängende Buntsandstein-Verbreitung der nördlichen Bitburger Senke schließt südlich der Salmerwald-Mulde

an. Ihre Ränder sind bereits durch kleine Störungssysteme im Bereich SE' und E' Müllenborn mitbestimmt..
Im SW des Arbeitsgebietes befindet sich der Buntsandstein nur zwischen Niederweidingen und dem Stausee Bitburg W' Biersdorf in normalem Auflager. Die Erosion hat heute das Triasauflager auf der ersten größeren, staffelförmig abgebrochenen Scholle zum überwiegenden Teil bereits erodiert. Erst im Gebiet 2 km südwestlich Nimshuscheid nach NE spielen Störungen an der Buntsandstein-Erosionskante keine Rolle mehr. Dies zeigt sich auch an der E-Seite des Zipfels: Vom Krausköpfchen nach Südosten über Usch nach St. Thomas lagert, außer im Areal Großer und Kleiner Schimmel, Buntsandstein weitgehend in nicht bruchhaft versetztem Auflager.
Die Intervall-Etappen der randlichen Basishöhenlagen steigen von SW mit 340 m auf 420 m, dann von 400 m auf 540 m am nördlichen "Zipfelende" an, um dann sukzessive wieder auf unter 300 m bei St. Thomas abzufallen.
Der östliche "Zipfel" zeigt von St. Thomas im SW bis in das Areal 1 km SE' Mürlenbach normales Buntsandstein-Auflager. Der Buntsandstein im Salmerwaldforst ist von einigen Störungen betroffen, zeigt im Osten aber ein konstantes Auflager um 565 m.
Die der Birresborner Flexur folgende Weidenbacher Störung (MEYER & STETS, 1979) ist der Anlaß für die nicht zufällige W-E-Erstreckung der Buntsandsteinverbreitung am NNE' Senkenrand.
Der südlich des Buerberges anschließende Ostrand der N' Bitburger Senke ist durch ein nahezu ungestörtes Buntsandstein-Auflager gekennzeichnet. Die Höhenlage der östlichen marginalen Buntsandsteinbasis steigt von Süden nach Norden von durch Bohrungen belegten 250 Metern SW' Großlittgen auf 480 m NE' Schutz an.
Von St. Thomas bis zu dem Vorkommen bei Rom steigt die Basis des Buntsandsteins von 280 m auf 580 m an.
Der Anschluß des Vorkommens am Euelsberg (560 m) an die

nächstliegenden Isolinien der Triasbasis ist wegen des heterogenen Aufbaus sowie wegen fehlender Trias nicht möglich.
Vor Ablagerung der Tertiärvorkommen war der östliche Buntsandsteinrand nicht weiter als maximal 2-4 km nach Osten anstehend; die senkenwärtige Rückverlagerung des primären "so"-Beckenrandes zum heutigen "sm"-Erosionsrand hat zusammen mit der einhergehenden Vertikalerosion somit hauptsächlich vor der Buntsandstein- und Muschelkalk-Schichten übergreifenden Tertiärüberdeckung stattgefunden (vergl. hierzu die geologische Übersichtskarte bei NEGENDANK, 1974).
Da der Buerberg zur Zeit des Ausbruchs bereits nahe des Erosionsrandes lag, hat die seitdem stattgefundene Rückverlagerung der Erosionskante einen ungefähren Betrag von (mehr als) 350 m (nach SW); dies muß jedoch auch in Bezug auf die höhere Basislage des Buntsandsteins im Bereich des Vulkans mit berücksichtigt werden.
Die seit den letzten 10000-30000 (?) Jahren stattgefundene Erosion verlief unmerklich (s.u. 2.).
Das von Großlittgen nach Süden anschließende Mesozoikum wird zur Zeit auch bezüglich ihrer Trias-Isobasen von Herrn Priv.-Doz. Dr. STETS in einer weiteren Arbeit behandelt.

4.3.2. Tektonik

Abschiebende Störungen treten vor allem im SW des Arbeitsgebietes auf, wo sie über 10 km lang sind und große W-E wirksame Versatzbeträge aufweisen.
An Störungsrichtungen sind die N-S (NNW-NNE) streichenden die aktivsten, sodann gibt es die NE-streichenden Richtungen der Trier-Bitburger Senke und eine E-W-Komponente in Annäherung an den Ostabschnitt der Birresborner Flexur.
Im SW von TK 5904 wurde die Triasbasis durch die hier auslaufende, NE-streichende, tertiär-quartäre Oesling Randflexur (LUCIUS, 1948) und durch weitere Aufwärtsbewegungen SE' Waxweiler auf 600 m angehoben. Mit dieser randlichen, starken Aufwärtsbewegung muß nicht nur die aus den Isobasen

resultierende Störung S' Niederweidingen in Zusammenhang gesehen werden. Diese Störung mit ihren 60 m Versatz (Basis "so") fällt nach Südosten ein. Im Bereich Hamm-Plütscheid biegt die tektonische NE-Dominanz nach NNE um.
Das den SW-Rand der Senke bestimmende, fiederartig nach Süden geöffnete Staffelbruchsystem Altscheid-Biersdorf lenkt mit seinen zwei, stellenweise drei (durch Isobasenverläufe ermittelten) Einzelstörungen aus NNE nach N-S und NNW um.
Die einzelnen Versatzbeträge sind Karte 9 der Anlage zu entnehmen; addiert man sie, so kommt man für das westliche flexurelle Hochgebiet auf einen maximalen Gesamtversatz von 500 m. Im Bereich des Bitburger Stausees kreuzt sich die grundgebirgsparallele NE-SW-Richtung mit der N-S-zonalen, querschlägigen Richtung.
Im Inneren der Senke tritt eine weitere N-S-verlaufende Störung (s. LEPPLA, 1908) zwischen Malbergweich und "Auf'm Glampertsborn" auf. Sie erreicht, den westlichen Abbruch mit kompensierend, maximal 80 m Versatz (s. Kte. 9, Anl.). Diese Nord-Süd-Tendenz tritt, jedoch sehr untergeordnet im Bild der NNE-Störung W' Bettenfeld (s. MEYER & STETS, 1979), auf.
Die nordöstlich streichenden Störungen inmitten der Senke im südlichen Drittel der Karten 5905-5906 lassen den verklingenden tektonischen Einfluß der Trierer Senke auf die nördliche Bitburger Senke erkennen.
Das zum Teil bereits von KRÖMMELBEIN (1955) kartierte Auftreten von kurzen, 20-50 m versetzenden, kleineren Störungen kann auf die nahe Lage zur Birresborner Flexur zurückgeführt werden.
Die von MEYER & STETS kartierte und durch ihren Isobasenplan zusätzlich belegte Weidenbacher Störung konnte aus den eigenen Kartier- und Isobasendaten bis westlich und nordwestlich des Daxelberges verfolgt werden. Die Versatzbeträge der 9 km langen, sigmoidal gekrümmten Störungslinie erreichen im Westen, nördlich des Daxelberges maximal 100 m. Im Bereich des Salm-Einschnittes nehmen sie auf 30

m ab (Hochschollen-Relikt in Weidenbach) und steigen parallel zum Südbach wieder auf maximal 120 m an. Der nördlich des Kahlenberges und östlich Weidingen gelegene Buntsandstein-Ausläufer muß zum Bereich der Hochscholle gerechnet werden. An ihren westlichen und östlichen Ausläufern fällt die Abschiebung jeweils steil nach SSE, in dem zwischengelagerten Bereich nach Süden.

Der von J. SCHMIDT (1979) geäußerten Meinung, daß ein ausgeprägtes prätriadisches Relief zur Erklärung der schwankenden Höhenlage der Basis Buntsandstein in diesem Gebiet genüge, soll in aller Kürze folgendes entgegnet werden: Ein intensives Paläorelief ist meist nur in Mitteldevon-Mulden oder -Muldennähe (Karbonathärtlinge, Emsquarzite) zu erwarten.

MADERs Ergebnisse bezüglich des prätriadischen Reliefs im Oberbettinger Raum (Kalenborner Schwelle) dürfen demnach nicht mit dem Weidenbacher Unterdevon-Sockel parallelisiert werden. Die Weidenbacher Störung tritt wie im Südwesten flexurunterstützend auf. Der 2 km NW' des 390 m-Auflager-Bereiches gelegene Berg Kretscheid hat eine Höhe von 585,2 m; die Basislinie für den Buntsandstein hat somit einen Mindestwert von 600 m.

Die errechenbaren 10,5-14% tektonisches Gefälle gehen nur zu einem unwesentlichen Anteil auf ein leichtes Flachrelief und auf Mächtigkeitsabnahmen nach Norden hin zurück, vielmehr sind sie durch die postliassische Mobilität mit Flexur und Störungen bestimmt. Strukturkarte und Profil der Arbeit SCHMIDTs (1982) zeigen sodann einen Faltenbau, der diese jüngere Tektonik noch untermauert: Er beschreibt 400 m NW' eine steil südfallende "Überschiebung", die doch zusammen mit dem leicht N-vergenten Faltenbau als wegbereitende Mechanik für den Störungsabbruch gedeutet werden kann. Dies wäre dann eine im Streichen liegende, varistisch entstandene Störungsfläche, die postliassisch wieder belebt wurde (sensu MEYER & STETS, 1979).

Der auf der Weidenbacher Abschiebung gelegene Buerberg ist,

da seine Tuffe bis auf den Boden des Walmerbaches hinabreichen, zu den jungquartären Vulkanen zu rechnen.
MEYER & STETS (1979, s. dort auch Lit. zu den Vulkanen) bezeichnen einen unter Tuffen und Schlacken lagernden Buntsandsteinrest im Buerberg in 460 m Höhe. Der nächstliegende Buntsandstein ist nur 350 m im SW entfernt und liegt 50-70 m tiefer. Das Buntsandstein-Vorkommen des Buerberges lagert somit südlich der Birresborner Flexur und auf der südlich der Weidenbacher Abschiebung gelegenen Tiefscholle bereits im Bereich der nach ENE ausklingenden Störung, d.h. auch im Bereich der nach E aushebenden Buntsandsteinbasis. Die Tuffe führen Buntsandstein-Xenolithe.
Das Meerfelder Maar und die Mosenberg-Vulkangruppe sind auf einer NW-SE verlaufenden Linie angeordnet. Die Tuffe des Meerfelder Maares bedecken im Süden hauptsächlich den unterdevonischen Sockel, sodann im Westen, nach einer Entfernung von 1,3-1,5 km auch Buntsandstein.
Der im Süden des Meerfelder Maares unter Tuffen erbohrte Buntsandstein liegt mit seinem 450 m-Basisniveau in Tiefschollenposition E' einer NNE verlaufenden Abschiebung (MEYER & STETS). Die Buntsandstein-Xenolithe wurden aus der E' Hälfte des Maarkessels gefördert.
Nach den oben genannten Autoren liegt die Maareruption im Kreuzungsbereich dieser NNE-Störung mit der Vulkanlineation. Beide Störungen dokumentieren sich zunächst als Trennflächen im varistischen Faltenbau, wobei jedoch nur die nordnordöstliche posttriadisch wieder auflebt.
Das Alter des Maares wird von LORENZ & BÜCHEL (1982) mit ungefähr 22000-29000 Jahren angegeben.

4.3.3. Trias - Basislinien

Das Nordende der nördlichen Bitburger Senke ist durch das Ausstreichen der zusammenhängenden Buntsandstein-Bedeckung in Annäherung an die Birresborner Flexur gekennzeichnet. Die Basislinien in dem aufgelösten Buntsandstein-Areal sind durch die vielen Erosionsreste eingehängt und gesichert.
In Richtung SW nach Biersdorf wurde die Isobasen-Rekonstruktion problematisch, da keinerlei Bohrungen mehr zur Verfügung standen. Aus der Tendenz der benachbarten Isolinienabstände, den auftretenden Störungen und der Zunahme der Mächtigkeiten (WEILER, 1972) wurden versuchsweise Isolinien entworfen.
Nach der Fertigstellung zeigte sich, daß meine Daten mit der Tiefenlage der Triasbasis in der Bohrung Oberweis, die mit ca. 100 m angegeben wird (WEILER, a.a.O., Abb. 3), harmonisiert.
Die Achse der Birresborner Flexur, die im Kreuzungsbereich mit der N-S-Senkungsachse bei Birresborn ihre niedrigsten Werte zeigt, streicht generell WNW-ESE.
Es dürfte kein Zufall sein, daß gerade im Scheitel- und Flexurbereich NW' Birresborn eine Vulkanitmassierung auftritt.
Im Isolinienbild stellt sich die Senke mit zwei nach Norden reichenden "Ausstülpungen" (d.h. auch Senkenteilen) dar.
Das Gefälle, das vom Westen der Birresborner Flexur entlang der Senkungsachse der W' Ausstülpung bis -80 m vorliegt, beträgt 2° oder 3,4% und entlang der E' Ausstülpung 2,3° (4%).
Während der westliche Teilsenkungsbereich eine NNE-Erstrekkung aufweist, zeigt sich, daß die Senkungsachse des östlichen die noch aus Süden hereinreichende NE-SW-Tendenz abbildet. Beide Achsen haben ein süd- bis südwestwärtiges Gefälle von 2°.
In Annäherung an die Weidenbacher Störung (s.o.) dominiert

dann eine W-E-Erstreckung der Isolinien. Diese Störung entstand nach flexureller Überdehnung. Dabei zeigt sich im Isobasenbild auf der Tiefscholle eine Art Schleppungsphänomen: Südlich der Störungsfläche fallen die Werte z.B. von 440 m auf 380 m, um dann wieder leicht auf 400 m anzusteigen. Vom Flexurhöchsten bei 700 m bis an die Störung heran beträgt das Gefälle 3,1° (5,5%) und über die Störung hinweg 4,1° (7,1%).
Im Westen und Südwesten macht sich eine flexurelle Aufwärtstendenz als Folge der auslaufenden Oesling-Randflexur (LUCIUS, 1948) N-NNE streichend bemerkbar.
Diese verstärkte Aufwärtstendenz führte zu einem bereits mehrfach beobachteten Aufreißen von Brüchen, hier eines Staffelbruchsystems, dessen ostwärtige Abtreppung senkenwärts in kleinere Störungen aufgelöst wird.
Am E-Ende der westlichen Ausstülpung findet sich eine N-S-Störung (bei Malbergweich).
Das West-Ost-Gefälle von der 580 m-Linie SE' Waxweiler zum Inneren der ersten Senke beträgt 520 m auf 10 km (= 3° = 5,2%). Bezüglich des E-Randes der Senke sei auf MEYER & STETS (1979) hingewiesen, an deren Isolinien auch angeknüpft wurde.
Mit Ausnahme der Weidenbacher Störung zeigt sich, daß in Kte. 9 (Anl.) von Norden nach Süden, von der Birresborner Flexur bis Erdorf, die Buntsandsteinbasis wenig frakturiert ist. Erst südlich Erdorf treten NE-SW-streichende Störungen auf (GREBE, 1888, Blatt Bitburg).
Daß der Verlauf der Kyll interessanterweise auf den Bereich des Ausstülpungsscheitels fällt, kann so erklärt werden, daß bei Anlage des Flußsystems sich dieses des bereits frakturierten, labilen Bereiches bediente.

5. Quantifizierung der tektonischen Bewegungen im Nord- und Westeifeler Schiefergebirgsteil mit Hilfe von Oligozän- und Buntsandstein-Isobasen

Die höchste topographische Lage der Buntsandstein-Basis liegt bei +700 m NN im Bereich der Birresborner Flexur. Die tiefste Position für die Trias-Basis außerhalb der Areale mit intensiver (oder beginnend intensiver) Bruchtektonik liegt im Norden der Mechernicher Senke bei -100 m bis -120 m (nördliche Abgrenzung der Teilsenke von Hergarten-Vlatten, s.o.) und im Süden, der nördlichen Bitburger Senke, ebenfalls um -120 m (S' Erdorf Beginn von Störungstektonik, Ausschwenken von Isopachen und Isopachenbasen in die eigenständige Luxemburg-Trierer Senke (WEILER, 1972), Ende der N-S-Zone).
Diese beiden Eck- bzw. Extremwerte von +700 m und -120 m ergeben heute eine Basishöhendifferenz zwischen emergierten und subsidierten Bereichen ohne größeres Eingreifen querschlägiger Abschiebungen von 820 m.
Betrachtet man nun für den gleichen Raum die Oligozänbasis (ALBERS, 1981, unveröff.; MEYER et al., 1983), zeigt sich, daß diese im Gebiet des Dehner um 620 m (Interpretation nach LORENZ & BÜCHEL, 1981, unveröff.) und die Höhe der Rumpffläche im Gebiet Prüm-Jünkerath zwischen 580-610 m lagen (MEYER et al., 1983).
Die Isobasen für diese heutigen Hochflächen (bis zu 610 m) - ob die südlichen Härtlingsrücken bis 690 m ebenfalls überflutet waren, ist nicht zu sagen - lagen zur Zeit der Oligozän-Überflutung in der Nordeifel bis zur zentralen Westeifel (Meerfeld) bei ca. -10 bis -20 m NN (nach ALBERS, mdl. Mitt.). Daraus ergibt sich eine Höhenänderung von 620 m seit dem Oligozän.
Hiervon ist der Betrag der reinen eustatischen Meeresspiegeländerung seit dem Oligozän zu subtrahieren:

P. R. VAIL & J. HARDENBOL, 1979 (bzw. VAIL & HARDENBOL, in: H. HAGER, 1981) geben 280 m (250 m) post-(basis)oligozäne negative Eustatik (Meeresspiegelabsenkung) an;
W. C. PITMAN, 1978 (bzw. PITMAN, in: DEGENS & KEMPE, 1979) ermitteln für diesen Zeitraum eine 200 m betragende, weltweite Absenkung. Unter Zugrundelegung der Daten von VAIL & HARDENBOL ergäbe sich somit eine postoligozäne bzw. streng genommen, posteozäne aktive Vertikalbewegung von 370 m.
Je nach der Lage innerhalb des Rheinischen Massivs differiert dieser Betrag zwischen 460 m (Hohes Venn)/ Om (Siebengebirge) und 200 m (Westerwald) (s. MEYER et al., 1983 sowie ALBERS, 1981 und ALBERS, 1982, unveröff.).
Für den betrachteten Raum - ohne Einbezug der Extrembewegungen des zentralen Hohen Venns, das bereits eine Sonderstellung im Oberen Maastricht einnahm (MEYER et al., 1983) - wäre somit ein Betrag von 350-400 m (gemittelt 370 m) postoligozäner Aktivbewegung im Bereich des Wahrscheinlichen.
Die Subtraktion der 370 m von 820 m würde somit - unter der Annahme gleichgerichteter und fortlebender Scharnierbewegungen (Achsenkulmination im Karbon, Schwellen und Flexurlage der Trias, Störungsbereich der Rumpfflächen; s. Fig. 1 bei MEYER et al., 1983) - eine präoligozäne Höhendifferenz des Buntsandstein- bzw. des Trias-Unterlagers von 450 m übrig lassen.
Mit Einschränkungen ließe sich der zuletzt genannte Betrag auch als prä-Obersanton annehmen, da im Zentral-Eifelraum die Oberkreide- und Oligozän-Transgression wahrscheinlich das gleiche Unterlager passierten (kurzer und geringmächtiger Vorstoß des tiefsten bzw. unteren Obermaastricht (ALBERS & FELDER, in: ALTMEYER, 1982), wobei die wenigen Meter (bis 20 m) präoligozän gelöst oder oligozän abradiert waren (Diskussion mit H.J. ALBERS).
Der Buntsandstein des Arbeitsgebietes zeigt im Durchschnitt eine maximale Mächtigkeit von 320 m (300-340 m) (nach MADER und WEILER) und eine minimale von 100 m - ohne

Einbeziehung petrographisch bedingter Extremreliefs.
Daraus ergeben sich nach Differenzbildung 220 m synsedimentäre Subsidenz für die Zeit "sm" und "so". Für Muschelkalk und Keuper sind diese Mächtigkeitsunterschiede wesentlich geringer.
Es ergeben sich somit, unter Auslassung der geringen Lias-alpha-Bedeckung, 250 m triadische, synsedimentäre Senken- und Randsubsidenz, als auch von Scharnierflexuren abhängige Subsidenz.
Übrig bleiben nun 200 m einer präoligozänen und postliassischen (oder -Dogger?) Differenzbewegung.

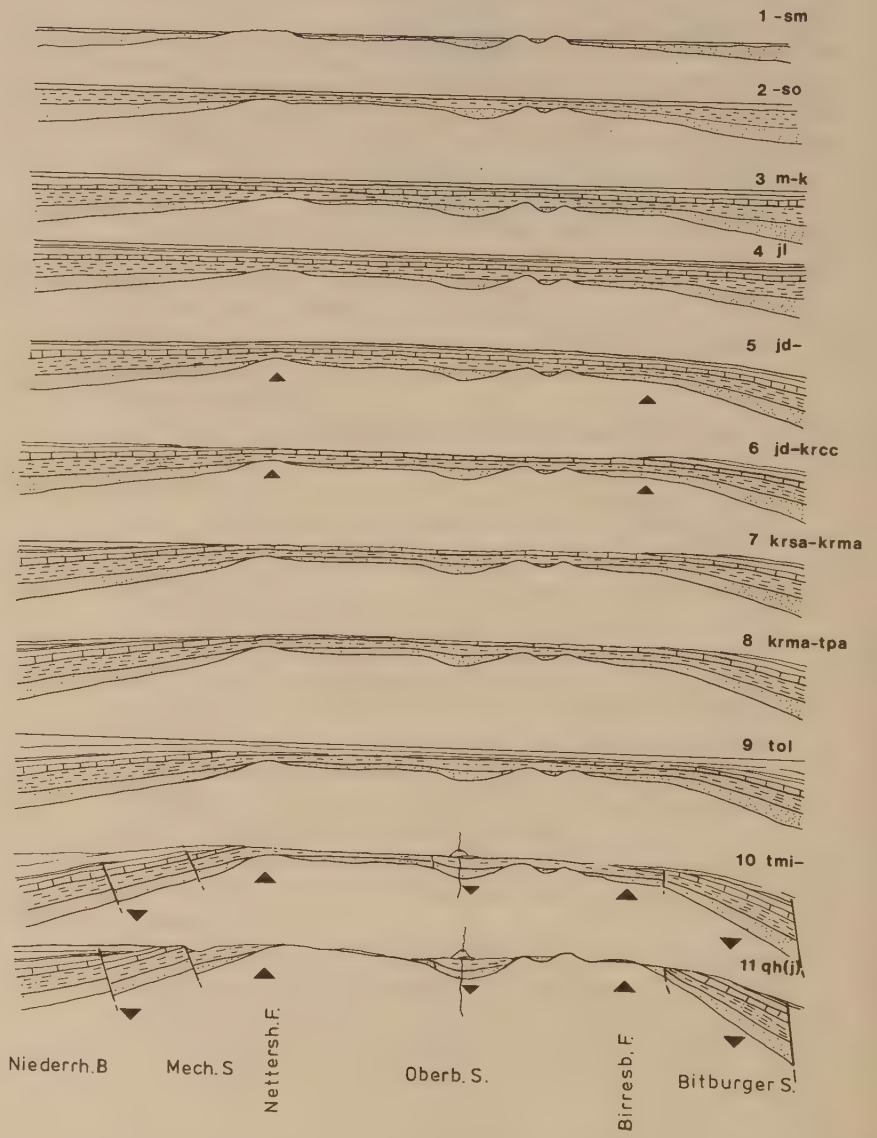
6. Zusammenfassung

Die Nord-Süd-Zone der Eifel verläuft von Bergheim im Norden bis Bitburg im Süden.
Die N-S-Ausrichtung ist durch die streifen- und kulissenartige Aufreihung von Mittel- und Oberdevonmulden tektonisch vorgeprägt.
Die varistische Achsendepression wurde mit beginnendem Mesozoikum morphologisch ausgearbeitet und zur Leitschiene vor allem für den von Süden kommenden Mittleren Buntsandstein.
Bezüglich der Entstehung des Mittleren Buntsandsteins variieren die Meinungen zwischen den Extremen marin, limnisch, fluviatil-semiarid, extrem arid, äolisch bzw. vorwiegend äolisch.
Der Buntsandstein wurde generell von Süden nach Norden transportiert (SCHRÖDER, LUCIUS, PICARD, MADER u.a.).
Der Obere Buntsandstein ist fluviatil abgelagert.
Die Mächtigkeiten des Buntsandsteins nehmen von Süden nach Norden (Birresborn) ab, erreichen wieder einen leichten Anstieg innerhalb eines Senkungsfeldes (Oberbettingen), um von erneuter Geringmächtigkeit im Süden der Mechernicher Senke nach Norden vom Massiv weg wieder zuzunehmen.
Der transgredierende Buntsandstein (vor allem der Mittlere) nimmt in der Mächtigkeit zu den westlichen und östlichen Rändern ab, was eine Gleichrichtung von varistischer (Achsenrampen), mesozoischer (Uferregion) und postmesozoischer Tektonik anzeigt.
Der ingredierende Buntsandstein findet seine Mächtigkeits-Minima in zwei Bereichen, an denen varistische Achsenkulminationen (SCHENK), im Buntsandstein Schwellenbildungen und postliassisch Verbiegungen zusammenkommen:
Dies sind im Süden die B i r r e s b o r n e r S c h w e l l e und B i r r e s b o r n e r F l e -

x u r sowie die N e t t e r s h e i m e r S c h w e l l e im Norden und die N e t t e r s h e i m e r F l e x u r . An den Schwellen vollzogen sich Mächtigkeitsreduktionen bzw. -zunahmen.
In den N' bzw. S' vorgelagerten Senkenbereichen kam es zur bevorzugten Akkumulation der Konglomerate.
Die genannten Flexuren verlaufen generell W-E und schneiden sich mit den marginalen Randflexuren.
Außerdem treten noch lokale Schwellen und/oder Flexuren auf:
Die M a u b a c h e r S c h w e l l e und F l e x u r mit ähnlichem Charakter wie die M e c h e r n i c h e r S c h w e l l e und F l e x u r (SCHRÖDER) sowie die Schwelle im Buntsandstein bei Kalenborn (Kalenborner Schwelle, MADER).
Bei Überbeanspruchung der bruchlosen Biegeverformung (Flektieren) reißen Brüche (Abschiebungen) auf, was bei Steffeln, der Birresborner Flexur (Weidenbacher Störung) und im Südwesten der N' Bitburger Senke zu sehen ist.
Mit dem Oberen Buntsandstein läßt der synsedimentäre Senkencharakter innerhalb der nördlichen Bitburger Senke und der Mechernicher Senke bereits leicht nach.
Es folgt eine Ingression des Muschelkalkmeeres.
Nach einer Festlandsphase post-Lias bis in die Oberkreide transgrediert das Obermaastricht-Meer Teile der Eifel (ALTMEYER, 1982); nach dessen Rückzug folgt lokale und terrestrische Sedimentation (Tone, Kohlen, Schotter etc., s. LÖHNERTZ, 1978) bis im Oligozän ein erneuter mariner Vorstoß erfolgt (s. MEYER et al., 1983).
Bei den Strukturen von Mechernich und nördlich Bitburg handelt es sich um keine "Buchten" oder "Mulden", sondern um Senken.
Die Isopachen und Isobasen der Trias ergeben, zusammengefügt mit den Oligozänisobasen (in: MEYER et al., 1983), daß 250 m synsedimentäre Subsidenz während der Trias, bis 200 m Heraushebung von Teilen der Nord- und Westeifel zwi-

schen Lias und Oberkreide/Oligozän sowie 350-400 m post-oligozäne Vertikalbewegung stattfanden.
Als Motor für die Aufwärtsbewegungen des Massivs ab Tertiär wird neuerdings ein durch Ausweitung hervorgerufener Aufstieg eines Manteldiapirs angenommen (FUCHS et al., 1983 b); dessen Teilschmelzung und die damit verbundene Volumenzunahme sollen für die Hebungen im westlichen Schildbereich mitverantwortlich sein.
Der Westeifelvulkanismus stellt die jüngsten geologischen Zeugen dar.

EIFELER NORD-SÜD-ZONE Längsschnitt
schematisch



KW82

Abb. 12 (vorige Seite): Versuch eines Schemas der strukturellen Entwicklung (ab Mittlerem Buntsandstein) der Eifeler Nord-Süd-Zone in einem vereinfachten (nicht maßstäblichen) Längsschnitt:

1: Ende Mittlerer Buntsandstein
2: Ende Oberer Buntsandstein
3: Muschelkalk, Ende Keuper
4: Zur Zeit des Lias alpha
5: Emergenz der N-S-Zone (frühestens ab Lias ß) ab Dogger
6: Erosion bis zum Coniac infolge der Hebung
7: Vorstoß von Präobersanton von Norden
8: am Ende der Obermaastricht/Paläozän-Transgression (max. bis Birresborn ?)
9: Oligozän-Transgression
10: ab Oberoligozän Hebung/Senkung entlang der Scharniere
11: Jungholozän: rezenter Zustand

Mech. S.: Mechernicher Senke
Nettersh. F.: Nettersheimer Flexur
Oberb. S.: Oberbettinger Senkungsfeld
Birresb. F.: Birresborner Flexur
Bitb. S.: Bitburger Senke

Verzeichnis der Bohrungen

Die mit Lagekoordinaten bezeichneten Bohrungen stehen nahezu alle auf Mesozoikum, treffen zum großen Teil auf Buntsandstein und durchteuften dessen Basis meistens.
Die aufgeführten Bohrungen sind in den Archiven der Geologischen Landesämter von NRW (Krefeld), bezüglich des Mechernicher Gebietes sowie von Rhld.-Pf. (Mainz) bezüglich der Westeifel einzusehen. In Klammern steht die Archiv-Nummer der Bohrung.

Mechernicher Senke

1. r 32230 h 24290 (B "60")
2. r 30990 h 23150 (B "5")
3. r 31100 h 23160
4. r 36000 h 21645 (B "305")
5. r 36240 h 21350 (B "3/4")
6. r 36380 h 21180 (B "318")
7. r 37400 h 20610 (B "314")
8. r 37636 h 19996 (= Bohrung III in: KNAUFF & SCHRÖDER, 1962)
9. r 37575 h 20225 (= Bohrung II in: KNAUFF & SCHRÖDER, a.a.O.)
- r 36486 h 17015
10. r 39210 h 19900 (B "311")
11. r 38575 h 15620 (B "1179")
12. r 42540 h 13950 (B "1196")
13. r 42060 h 12820 (B "1175")
14. r 41459 h 10540 (B "646")
15. r 36720 h 10195 (B "34")
16. r 38494 h 08576 (B "647")
- r 40350 h 08650 (B "1134")
17. r 43420 h 10530 (B "726")
18. r 45800 h 09350 (B "1133")
19. r 44970 h 08810 (B "642")

20. r 43467 h 07754 (B "648")
- r 42550 h 07575 (B "724")
21. r 41310 h 06830 (B "26")
22. r 44605 h 06564 (B "83")
23. r 43378 h 05989 (B "93")
24./
25. r 41310 h 06830 (B "26")
26. r 43500 h 05560 (B "8")
27. r 42610 h 04975 (B "9")
28. r 43560 h 05125 (B "11")
29. r 43430 h 04620 (B "12")
30. r 41933 h 04105 (B "20")
31. r 43040 h 02800 (B "16")
32. r 43397 h 02401 (B "30")
33. r 43248 h 02230 (B "27")
34. r 42863 h 02171 (B "31")
35. r 42536 h 01922 (B "47")
36. r 41807 h 01824 (B "71")
37. r 38270 h 01060 (B "103")
38. r 38000 h 99360 (B "7")
39. r 37370 h 99200 (B "6")

Zum Teil sind diese Bohrungen bereits vollständig oder auszugsweise an folgenden Stellen publiziert: SCHRÖDER, 1954; MÜLLER & SCHRÖDER, 1960; KNAUFF & SCHRÖDER, 1954; KNAUFF, 1974.

Oberbettinger Senkungsfeld

1. r 46980 h 78590 (B "5")
2. r 46600 h 76120 (B "12")
3. r 43910 h 76010 (B "3")
4. r 43820 h 75100 (B "7")
- r 45040 h 75150 (B "8")
5. r 46100 h 74720 (B "11")
6. r 46580 h 74820 (B "14")
7. r 48260 h 75160 (B "21")
8. r 49060 h 75100 (B "5")

9. r 47850 h 74200 (B "14")
10. r 41570 h 73900 (B "2")
11. r 39900 h 73100 (B "43")
12. r 40210 h 72980 (B "42")
13. r 41530 h 72100 (B "40")
14. r 41680 h 72100 (B "21")
15. r 43570 h 72940 (B "19")
16. r 43600 h 72750 (B "26")
17. r 43600 h 72800 (B "25")
18. r 44200 h 72520 (B "39")
19. r 45800 h 71700 (B "33")
20. r 45500 h 71400 (B "34")
21. r 45880 h 70980 (B "37")
22. r 43480 h 70470 (B "36"), s. FUCHS, 1980

    vereinfachtes Profil (mit frdl. Genehmigung von Herrn Dr. WEILER):

    0 - 0,2 m Boden
    - 31,0 m Unterer Muschelkalk ("Muschelsandstein")
    - 175,0 m Buntsandstein, ungegl.
    - 185,0 m Schönecken-Dolomit
    - 200,0 m "

23. r 42710 h 67260 (B "35")
24. r 39800 h 73120 (B "44")
25. r 45580 h 67480 (B "22")
26. r 42710 h 67260 (B "35")
27. r 48030 h 63040 (B "38")

N' Bitburger Senke

1. r 36800 h 51880 (B "6")
2. r 40320 h 52360 (B "5")
3. r 47100 h 53120 (B "10")
4. r 48200 h 52850 (B "28")
5. r 49200 h 52270 (B "3")
6. r 49950 h 48200 (B "30" = Salmtal "8")
7. r 49900 h 49200 (B "21" = S "12")
8. r 50000 h 48730 (B "23" = S "9")
9. r 49810 h 48580 (B "17"/B "28"= S "7")

10. r 49800 h 48340 (B "16" = S "6")
11. r 49990 h 47980 (B "33" = S "5")
12. r 50080 h 47800 (B "14" = S "4")
13. r 50690 h 47780 (S "11")
14. r 49900 h 49200 (B "24" = S "10")
15. r 50170 h 47280 (B "26"/B "13" = S "3")
16. r 50500 h 47080 (B "29"/B "12" = S "2")
17. r 50950 h 46550 (B "25" = S "1")
18. r 47080 h 47200 (B "17")
19. r 42200 h 45540 (B "5")
20. r 45870 h 45880 (B "3")
21. r 46970 h 45580 (B "18")
22. r 55370 h 42800 (B "7")
23. r 55560 h 42740 (B "6")
24. r 55220 h 42600 (B "3")
25. r 55600 h 42400 (B "4")
26. Bohrung Oberweis, s. WEILER, 1972

II

ANLAGEN

STRUKTURKARTE DER BASIS DES BUNTSANDSTEINS

innerhalb der Eifeler Nord-Süd-Zone, dargestellt in Linien gleicher Höhe in Metern, bezogen auf NN

Erläuterungen

a: Karte

Mechernicher Senke

- Struktur (Flexuren, Achsen des stärksten tektonischen Gefälles, Mächtigkeiten, Schüttungspfeile, Bohrpunkte) 1
- Isobasen der Trias, in 100 m-Distanzen koloriert 2
- Geologie 3

Geologische Übersichtskarte in Kte. 2 und 3 rechts oben umgezeichnet nach AHRENS & SCHMIDT (1962); Mächtigkeiten des "sm" nach SCHRÖDER (1954), MADER (1979) und KNAPP (1980); Permsenken nach SCHRÖDER (1954); Kallmuther Schwelle und Mechernicher Flexur nach SCHRÖDER (a.a.O.); Schüttungspfeile im Mittleren Buntsandstein nach SCHRÖDER; Bohrungen s. Bohrverzeichnis

Abkürzungen

Glehn-Mech. S.	Glehn-Mechernicher Störung
Ni.	Nideggen
O.-Maubach	Ober-Maubach
Me.	Mechernich
B. Mü.	Bad Münstereifel
Sö.	Sötenich
(Hondert)-N. M.	( )-Nebenmulde
(Buirer)-M. S.	( )-Muldenstück

b:

Schmidtheim-Oberbettinger Senkungsfeld

- Struktur (Flexuren, Achsen des stärksten tektoni-

schen Gefälles, Schüttungspfeile, Bohrpunkte) 4
- Isobasen der Trias, in 100 m-Distanzen koloriert 5
- Geologie (Mesozoikum) 6
- Geologisch-Vulkanologische Karte des zentralen Oberbettinger Senkungsgebietes (s. Kap. 3.2.2.4.) ... 7

(Schüttungspfeile nach SCHRÖDER ("sm") und MADER ("sm" und "so"); Bohrungen s. Bohrverzeichnis)

Abkürzungen

O. Oberbettingen
B. Birresborn
R. Roth

c:
N' Bitburger Senke

- Struktur (Flexuren, Achsen des stärksten tektonischen Gefälles, Schüttungspfeile, Bohrpunkte) 8
- Isobasen der Trias, in 100 m-Distanzen 9
- Geologie (Mesozoikum) 10

(Schüttungspfeile nach MADER, "sm" und "so"; Bohrungen s. Bohrverzeichnis)

Abkürzungen

B. Birresborn
Mü. Mürlenbach
D. Densborn
Z. Zendscheid
N. Neidenbach
St. T. St. Thomas
Be. Bettenfeld
K. Kyllburg
Bi. Biersdorf
G. Großlittgen

Profile

Längsprofile: I a/a' Bereich der Mechernicher Senke
I b/b' Schmidtheim-Oberbettinger Senkungsfeld
I c/c' N' Bitburger Senke

Querprofile: II Mechernicher Senke
III Oberbettinger Senkungsfeld
IV/V N' Bitburger Senke 11

Alle Karten sind im Maßstab 1:25000 konstruiert und anschließend verkleinert worden.

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s

AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht.-
Eiszeitalter u. Gegenwart, 13, S. 24-105, 23 Abb., 4 Taf., Öhringen

AHRENS, W. (1929): Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid.-
Verh. Naturh. Ver. Preuß. Rheinl. Westf., 86, S. 111-128, 1 Kte., Bonn

AHRENS, W. & SCHMIDT, W. (1962): Erläuterungen Geologische Übersichtskarte Eifel 1:200000.-
16 S., Bonn

ALBERS, H. J. (1980 unveröff.): Erläuterungen zur Exkursion am 16.-18. Mai 1980 der DFG (Schwerpunktprojekt "Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes") in das Untersuchungsgebiet der Arbeitsgruppe Aachen-Rekklinghausen am NW-Rand des Rheinischen Schildes.-
Protokoll 3. Geländebegehung DFG-Schwerpunktprogramm "Vertikalbewegungen", S. 53-64, 4 Abb., Bonn

- (1981): Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs.-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 29, S. 483-503, 1 Abb., Krefeld

- (1981 unveröff.): Großräumige Rekonstruktion und Darstellung der rezenten Raumlage der Oligozänisobasen zur Quantifizierung miopliozäner und pleistozäner Vertikalbewegungen.-
Protokoll 6. Kolloquium im Schwerpunktprogramm "Vertikalbewegungen..", S. 130-138, 1 Abb., Bonn

- (1982 unveröff.): "Geomorphologische Analyse im Bereich der Mechernicher Triassenke zum

Nachweis quartärer Bruchtektonik und Eingrenzung der rezenten Raumlage der Oligozänisobasen."
Unveröff. Manuskript

ALBERS, H. J. & FELDER, W. M. (1979): Litho-, Biostratigraphie und Palökologie (Präobersanton-Dan/Paläozän) von Aachen-Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien).-
Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, No. 6, S. 47-84, 5 Abb., Stuttgart

- (1981): Feuersteingerölle im Oligomiozän der Niederrheinischen Bucht als Ergebnis mariner Abrasion und Carbonatlösungsphasen auf der Kreide-Tafel von Aachen-Südlimburg.-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 29, S. 469-482, 3 Abb., 1 Tab., Krefeld

ALTMEYER, H. (1982) mit einem Auszug einer unveröff. Arbeit von E. KURTZ und einem Gutachten von H. J. ALBERS & W. M. FELDER:
Feuersteinfunde in der südlichen und östlichen Eifel.-
Aufschluß, 33, S. 163-167, 1 Kte., Heidelberg

BAUM, F. (1955): Tektonische Untersuchungen am Westrand der Eifeler Nord-Süd-Zone zwischen Untermaubach und Heimbach.-
Geol. Rdsch., 44, S. 148-167, 13 Abb., 1 Taf., Stuttgart

BERG, D. (1965): Klüfte im Paläozoikum und Mesozoikum von Luxemburg und der westlichen Eifel (ihre Beziehung zur allgemeinen Tektonik und ihr Einfluß auf das Gewässernetz).-
Publ. Serv. Géol. Luxembourg, 16, 89 S., 9 Taf., 3 Ktn., Luxembourg

BLANCKENHORN, M. (1885): Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roerthale.-
Abh. geol. Specialkarte Preussen u. Thür. Staa-

ten, 6, H. 2, 135 S., 3 Taf., Berlin

- (1886): Die fossile Flora des Buntsandsteins und Muschelkalks der Gegend von Commern.- Palaeontographica, 32, S. 117-154, 8 Taf., Berlin

- (1907): Der Hauptbuntsandstein ist keine echte Wüstenbildung.- Z. dt. geol. Ges., 59, S. 297-311, Berlin

BLESS, M. J. M.; BOSUM, W.; BOUCKAERT, J.; DÜRBAUM, H.-J.; KOCKEL, F.; PAPROTH, E.; QUERFURTH, H. & ROOYEN, P.V. (1980a): Geophysikalische Untersuchungen am Ost-Rand des Brabanter Massivs in Belgien, den Niederlanden und der Bundesrepublik Deutschland.- Meded. Rijks Geol. Dienst, 32-17, S. 313-343, 1 Taf., 12 Abb., 3 Tab., 12 Anl., Haarlem

BLESS, M. J. M.; BOUCKAERT, J. & PAPROTH, E. (1980): Tektonischer Rahmen und Sedimentationsbedingungen im Prä-Perm einiger Gebiete NW-Europas.- Z. dt. geol. Ges., 131, S. 699-713, 9 Abb., Hannover

BOCK, H.; COUREL, L.; DEMONFAUCON, A.; HARY, A.; HENDRIKS, F.; MÜLLER, E.; MULLER, A.; SCHRADER, E. & WAGNER, R. (1982): Vom Westrand des Germanischen Trias-Beckens zum Ostrand des Pariser Lias-Beckens: Ausgewählte Aspekte der Sedimentationsgeschichte.- Kurzzusammenfassung 72. Jahrestagung Geol. Ver. in Würzburg, S. 16-17

BOIGK, H. (1956): Ausbildung und Paläogeographie des Buntsandsteins im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht und seine Beziehungen zu benachbarten Gebieten.- Geol. Jb., 72, S. 347-366, 8 Abb., Hannover

BRELIE, G. v.d.; QUITZOW, H. W. & STADLER, G. (1969): Neue Untersuchungen im Alttertiär von Eckfeld bei Manderscheid (Eifel).- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 17, S. 27-40, 2 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Krefeld

BRINKMANN, R. (1926): Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken.-
Z. dt. geol. Ges., 78, S. 52-74, 9 Abb., Hannover

BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus.-
N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163, 1, S. 1-22, Stuttgart

BUSZ, K. (1885): Mikroskopische Untersuchungen an Laven der Vordereifel.-
Verh. naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf., 42, S. 418-448, Bonn

CANTAREL, P. & LIPPOLT, H. J. (1977): Alter und Abfolge des Vulkanismus der Hocheifel.-
N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 600-612, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart

CIPA, W. (1955): Erdmagnetische Vermessung einiger Tuffschlote in der Vordereifel.-
Diss., 83 S., 51 Abb., Aachen

- (1958): Erdmagnetische Vermessung einiger Lavaströme und Tuffschlote in der Vordereifel.-
Geol. Jb., 75, S. 663-658, 32 Abb., 2 Tab., Hannover

CLAUSEN, C. D. (1968): Das Nehden in der Büdesheimer Teilmulde (Prümer Mulde/Eifel).-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 16, S. 205-232, 5 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Krefeld

CLOOS, H. (1940): Über Achsenrampen.-
Geol. Rdsch., S. 227-229, 2 Abb., Stuttgart

DACHROTH, W. (1972): Der Obere Buntsandstein im Saarland.-
Oberrhein. geol. Abh., 21, S. 117-144, 7 Abb., 1 Taf., Karlsruhe

DAHLGRÜN, F. (1939): Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200000, Blatt 137 Cochem.-
Reichsstelle f. Bodenforschung, Berlin

DECHEN, H. v. (1855): Geologische Karte der Rheinprovinz

und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzenden Gegenden. In 35 Sectionen. 1 : 80 000. 1855-1883, Berlin
Sectionen: 23 Malmedy 1862
24 Mayen 1861
27 Neuerburg
28 Berncastel 1862

DECHEN, H. v. (1861): Geognostische Beschreibung der Vulkanreihe der Vorder-Eifel.-
Ver. naturhist. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf., 18, S. 1-190, Bonn

- (1866): Geologische Uebersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen.-
1 : 500000 mit Begleitworten, 49 S., Berlin

- (1884): Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Teil: Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse.-
XXI+933 S., Bonn (Henry)

- (1886): Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel.-
323 S., 1 Kte., Bonn (Cohen)

DEGENS, E. T. & KEMPE, ST. (1979): Heizen wir unsere Erde auf?-
Bild der Wissenschaft, 16 (8), S. 38-59, Stuttgart

Deutscher Planungsatlas (1976): Geologie, I NRW (8), 3 Ktn., 1 : 500000, m. Erl.-
Hrsg. Akad. f. Raumforsch. u. Landesplanung. Bearb.: DAHM, H. D.; DEUTLOFF, O.; HERBST, G.; KNAPP, G. & THOME, K. N.; m. Beitr. von BACHMANN, M.; BRAUN, F.J.; DROZDZEWSKI, G.; GRABERT, H.; HAGER, H.; HILDEN, H. D.; HOYER, P.; LUSZNAT, M. & THIERMANN, A., Hannover (Schroedel)

DGK-Arbeitskreis für rezente Höhenänderungen (1979): On

the "Map of Height Changes in the Federal Republic of Germany - Status 1979" - 1 : 1000000.-
Allgemeine Vermessungs-Nachrichten, 86, H. 10, S. 362-364, 1 tbl., 1 map, Karlsruhe

DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. (1968): Kritische Betrachtung zur Arbeitsweise im Buntsandstein und zu den Grundlagen einer einheitlichen Buntsandsteinstratigraphie.-
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 96, S. 85-110, 2 Abb., 1 Tab., Wiesbaden

DÜRBAUM, H. J. & WOLFF, W. (1958): I. Geophysikalischer und palaeogeographischer Überblick über den südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. Das Schwerebild des südlichen Teiles der Niederrheinischen Bucht.-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2, S. 387-407, 13 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Krefeld

ELBERSKIRCH, W. (1938): Zur Tektonik der Trias der Eifelsenke.-
Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., 58, S. 37-81, 21 Abb., 2 Taf., Berlin

FLIEGEL, G. (1912): Zum Gebirgsbau der Eifel.-
Verh. naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf., 68, S. 489-504, 1 Textabb., Berlin

- (1922): Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht.-
Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. 92, 155 S., 5 Abb., 2 Taf., Berlin

- (1932): Das alte Gebirge im Untergrund der Niederrheinischen Bucht.-
Jb. preuß. geol. L.-Anst., 53, S. 397-407, 1 Abb., Berlin

FRECHEN, J. (1971): Siebengebirge am Rhein.- Laacher Vulkangebiet - Maargebiet der Westeifel.-
Samml. geol. Führer, 56, 195 S., 46 Abb., 5 Tab., 9 Beil., 2. Aufl., Berlin-Stuttgart (Borntraeger)

FRECHEN, J.; HOPMANN, M. & KNETSCH, G. (1972): Die vulkanische Eifel. Eine Übersicht über die vulkanischen Bildungen im Gebiet des Laacher Sees, der Maare und der Hocheifel.-
Geol. Reihe, 2, 4. Aufl., 140 S., 33 Abb., 17 Ktn., Bonn (Stollfuß)

FRECHEN, J. & THIELE, W. (1979): Petrographie der vulkanischen Foidite der Westeifel.-
N. Jb. Miner. Abh., 136, S. 227-237, 5 Abb., 2 Tab., Stuttgart

FUCHS, G. (1965): Geologie des Westteils der Hillesheimer Mulde (Mitteldevon, Eifel).-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 9, S. 323-448, 2 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Krefeld

- (1969a): Wenig bekannte Vulkane der westlichen Eifel.-
Aufschluß, 20, S. 1-21, 16 Abb., Heidelberg

- (1969b): Zum Eruptionsmechanismus der tertiären Hocheifel - Basalte: Der Arensberg bei Zilsdorf.-
Decheniana, 122, S. 129-145, 5 Abb., 6 Taf., Bonn

- (1974): Das Unterdevon am Ostrand der Eifeler Nordsüd-Zone.-
Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschld., Beih. 2, S. 3-163, Karlsruhe

FUCHS, G. (1980) mit einem Beitrag von D. MADER: Fossilführender mariner Muschelkalk im Oberbettinger Triasgebiet (Westeifel):-
N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 651-672, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart

FUCHS, K.; GEHLEN, K. v.; MÄLZER, H.; MURAWSKI, H.; SEMMEL, A. (1983a, Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield - A Case History.-
411 p., 185 fig., Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo (Springer)

FUCHS, K.; GEHLEN, K. v.; MÄLZER, H.; MURAWSKI, H. & SEMMEL

(1983b): Epilogue: Mode and Mechanism of Rhenish Plateau Uplift.-
in: FUCHS et al. 1983a, p. 405-411,

GEBHARDT, I. (1963): Die Talbildung der Eifel im Ablauf der Klimate, des Vulkanismus und der periglazialen Bodenbildung im Quartär.-
Decheniana, 115, S. 143-214, 24 Abb., 4 Diagr., 1 Tab., 3 Ktn., Bonn

GEIB, K. W.; MITTMEYER, H.G. & WEILER, H. (1971): Geologische Übersichtskarte zum wasserwirtschaftlichen Generalplan für das Moselgebiet in Rheinland-Pfalz 1 : 200000, Bl. 6, hrsg. vom Ministerium für Umweltschutz in Rheinland-Pfalz

GEOLOGIE am Niederrhein (1978): 47 S., 15 Abb., 3 Tab.-
Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh. Westf., Bearb.: ARNOLD, H.; BALKE, K.-D.; BRAUN, F. J.; HEIDE, G., HERBST, G.; HOYER, P.; KNAPP, G.; KNAUFF, W.; PIRLING, R.; QUITZOW, H. W.; SIEBERT, G.; THIERMANN, A. & THOME, K. N., Krefeld

Geologische Karte der nördlichen Eifel 1 : 100000, m. Erl. (1980): Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. KNAPP, G.; 3. Aufl.; Krefeld

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25000, m. Erl. (1979): Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Blatt 5305 Zülpich, 2. Aufl., Bearb. SCHRÖDER, E.

GREBE, H. (1883): Ueber die Triasmulde zwischen Hunsrück und dem Eifel-Devon.-
Jb. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad., 4, S. 462-485, 1 Kte., Berlin

- (1892): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten.-
Blatt 6005 Bitburg, 14 S.

GREINER, G. & KRÄMER, F. (1972): Nachweis eines neuen Maares südöstlich von Gees (Westeifel) durch erdmagnetische Messungen.-
Aufschluß, 23, S. 181-185, 4 Abb.; Göttingen

GÜTEBIER, R. (1965): Geomagnetische und -elektrische Messungen als Ergänzung zur geol. Kartierung von Vulkanbauten der Westeifel.-
Diss., 88 S., Köln

HAARDT, W. (1914): Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte am Killer Kopf bei Rockeskill in der Eifel.-
Jb. preuss. geol. Landesanst., 35, S. 177-253, 8 Taf., 2 Textfig., Berlin

HAARMANN, E. (1923): Zur Terminologie der Falten und Flexuren.-
Z. dt. geol. Ges., 74 (f. 1922), S. 121-125, Berlin

HAGER, H. (1981): Das Tertiär des Rheinischen Braunkohlereviers, Ergebnisse und Probleme.-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 29, S. 529-563, Krefeld

HAPPEL, L. & REULING, H. T. (1936): Geologische Karte der Prümer Mulde (in der Eifel) 1 : 25000.-
Senckenberg-Buch Nr. 5, Frankfurt

- (1937): Die Geologie der Prümer Mulde, Erläuterungen zu einer geologischen Karte 1 : 25000 (Senckenberg-Buch Nr. 5).-
Abh. senckenb. naturforsch. Ges., 438, 94 S., 10 Taf., 17 Abb., 4 Ktn., Frankfurt

HEIBEL, B. (1969): Zur Stratigraphie und Sedimentation des Oberemsiums der Gerolsteiner Mulde (Eifel).-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 16, S. 529-576, 9 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Krefeld

HOFFMANN, K. (1962): Lias und Dogger im Untergrund der Niederrheinischen Bucht.-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6, S. 165-184, 5 Abb., 4 Tab., Krefeld

HOLZAPFEL, E. (1910): Die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen.-
Abh. preuß. geol. L.-Amt, N.F., 66, 218 S., 2

Taf., 1 Kte., 15 Abb., Berlin

HOLZAPFEL, E. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preußen u. benachb. Bundesstaaten; Blatt Lendersdorf.-
61 S., 3 Textfig., Berlin

HORALEK, U.; MULLER, A. & PARTING, H. (1977): Der Buntsandstein in der Nordeifel.-
Bull. serv. géol. Luxemb., 8, S. 3-22, 10 Abb., Luxembourg

HOTZ, E.-E.; KRÄUSEL, W. & STRUVE, W. (1955): Die Eifel-Mulden von Hillesheim und Ahrdorf.-
Beih. Geol. Jb., 17, S. 45-192, 26 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Hannover

HUSSAK, E. (1878): Die basaltischen Laven der Eifel.-
Sitz.-Ber. kgl. Acad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 77, I, S. 330-366, Wien

ILLIES, J. H. & GREINER, G. (1976): Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa.-
Oberrhein. geol. Abh., 25, S. 1-40, 12 Abb., Karlsruhe

ILLIES, J. H.; PRODEHL, C.; SCHMINCKE, H. U. & SEMMEL, A. (1979): The Quaternary Uplift of the Rhenish Shield in Germany.-
Tectonophysics, 61, p. 197-225, 11 fig., 1 tbl., Amsterdam

JAEKEL, O. (1904): Über ein neues Reptil aus dem Buntsandstein der Eifel.-
Z. dt. geol. Ges., 56, S. 90-94, 1 Abb., Berlin

JUX, U. (1962): Zur Altersfrage und Paläogeographie der Nordeifel-Trias.-
N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 632-646, 1 Abb., Stuttgart

JUX, U. & PFLUG, H. D. (1958): Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotherium-Problem.-
Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 27, 50 S.,

11 Abb., 3 Taf., Wiesbaden

Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1 : 500000.-
Hrsg. Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe 1976, 2 Blätter, Hannover

KEGEL, W. (1948): Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale.-
Z. dt. geol. Ges., 100, S. 267-289, 18 Abb., Stuttgart

KNAPP, G. (1961): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalks der Eifel.-
Geol. Mitt., 2, S. 107-160, 6 Abb., 1 Taf., Aachen.

- (1980): Erläuterungen zur geologischen Karte der nördlichen Eifel 1 : 100000.-
3. Aufl., 15 S., 9 Abb., 1 Taf., 9 Tab., Krefeld

KNAUFF, W. (1974): Das Unterlias-Vorkommen von Bürvenich (Rheinland).-
Geol. Jb., A 25, S. 115-122, 1 Abb., 1 Taf., Hannover

KNAUFF, W. & SCHRÖDER, E. (1962): Über die Verbreitung des Lias am nördlichen Eifelrande südlich Düren.-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6, S. 231-238, 1 Abb., Krefeld

KÖLSCHBACH, K. H. (1980): Zur Geologie des Nordost-Teiles der Blankenheimer Mitteldevonmulde.-
Unveröff. Diplomarbeit, 95 S., 22 Abb., 3 Tab., 7 Anl., 1 Fossilfundpunktverz., Bonn

KRAPP, H. (1945): Beiträge zur Erforschung der Mechernicher Bleierzlagerstätte.-
Diss., 70 S., Bonn

KRAUSE, P. G. (1922): Über das Alter und die Entstehung der roten Kalkkonglomerate in der Eifel.-
Verh. geol. Mijnb. Genoot. Ned., Geol. Serie,

VI, S. 153-171, s' Gravenhage

KRIEGER, K. H. (1978): Hydrogeologische Untersuchungen zur Grundwasserneubildung in der Bitburger Mulde (Kylltal).-
Berliner geowiss. Abh., A7, 109 S., 31 Abb., 16 Tab., 1 Kte., Berlin

KRÖMMELBEIN, K. (1955): Stratigraphie und Tektonik der Salmerwaldmulde (Devon, Eifel).-
Beih. Geol. Jb., 17, 8 Abb., 4 Taf., Hannover

KUCKELKORN, L. (1925): Die Süd-West-Enden der Blankenheimer und Dollendorfer Mulde in der Hohen Eifel.-
B. Versamm. niederrhein. geol. Ver., 1924, S. 78-105, 1 Kte., 4 Prof., Bonn

KUCKELKORN, L. & VORSTER, H. (1926): Das Gebiet der Blankenheimer, Rohrer und Dollendorfer Mulde in der Eifel.-
Geol. Rdsch., 17a, (STEINMANN-Festschrift), S. 512-543, 1 Abb., 3 Taf., Berlin

KUTSCHER, F. (1952): Zur Erdmagnetik der Eifel-Senke.-
Z. dt. geol. Ges., 103, S. 216-218, Hannover

LANGE, W. (1941): Über das Liasvorkommen von Drove bei Düren, Rheinland.-
Z. dt. geol. Ges., 93, S. 134-141, 1 Abb., Berlin

LEPPLA, A. (1908a): Erl. Geol. Kte. von Preußen, Blatt Waxweiler, 37 S., Berlin

- (1908b): Erl. Geol. Kte. von Preußen, Blatt Kilburg, 31 S., Berlin

- (1925): Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz.-
Jb. preuß. geol. L.-Anst., 45 (1924), S. 1-88, Berlin

LIPPERT, H. (1939): Geologie der Daleider Mulden-Gruppe.-
Abh. Senckenberg. naturf. Ges., 445, 66 S., 11 Abb., 4 Taf., Frankfurt a. M.

LIPPOLT, H. & FUHRMANN, U. (1980): Isotopische Altersbestimmungen an tertiären und quartären Vulkani-

ten des Rheinischen Schildes.-
Ber. z. Forsch.-Vorhaben im SPP "Vertikalbewegungen.." und Protokoll zum Referat beim 5. Kolloquium Neustadt a.d.W.

LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge).-
N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 156, S. 179-206, Stuttgart

LORENZ, V. & BÜCHEL, G: (1980a): Die Kesseltäler der vulkanischen Westeifel, Nachweis ihrer Maargenese.-
Mainzer geowiss. Mitt., 8, S. 173-191, 12 Abb., Mainz

- (1980b): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel.-
Mitt. Pollichia, 68, S. 29-100, 58 Abb., Bad Dürkheim

- (1981 unveröff.): Westeifelvulkangebiet.-
Protokoll 6. Kolloquium im SSP "Vertikalbewegungen.." 3./4. 12. 1981 Neustadt a. d. W., S. 201, Bonn

- (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel.-
N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163, S. 1-22, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart

LOSSEN, K. A. (1885): Ueber das Auftreten metamorpher Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion).-
Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., 1884, S. 84-86, Berlin

LUCIUS, M. (1937): Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten.-
Veröff. Luxemb. Geol. Dienstes, Bd. I, 176 S., 34 Fig., Luxemburg

LUCIUS, M. (1941): Die Ausbildung der Trias am Südrande des Öslings.-
Veröff. Luxemb. Geol. Dienstes, Bd. III, 330 S., 1 Taf., 1 Skizze, Luxemburg

- (1948): Das Gutland.-
Erläut. z. d. Geol. Spezialkarte Luxemburg, Bd. V, 405 S., 30 Fig., 10 Tab., 4 Taf., Luxemburg

- (1951): Übersicht über die Geologie Luxemburgs.-
Z. dt. geol. Ges., 103, S. 178-208, 1 Tab., 1 Taf., Hannover

MADER, D. (1979): Stratigraphie und Faziesanalyse im Buntsandstein der Westeifel.-
Diss., 293 S., 96 Abb., 9 Taf., Heidelberg

- (1980a): Paläowindrichtungen und Paläoströmungsrichtungen im Mittleren Buntsandstein der Westeifel.-
Geol. Rdsch., 69, S. 922-942, 7 Abb., Stuttgart

- (1980b): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Westeifel.-
N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160, S. 1-41, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart

- (1981a): Paläoströmungsrichtungen im Oberen Buntsandstein der Westeifel.-
Z. geol. Wiss., 9, S. 501-518, 6 Abb., 2 Tab., Berlin

- (1981b): Genesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Western Eifel (Germany).-
Sediment. Geol., 29, p. 1-29, 10 fig., Amsterdam

- (1981c): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Südeifel.-
N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 161, S. 354-407, 12 Abb., Stuttgart

MÄLZER, H. (1981): Height Changes and recent vertical Crustal Movements in Western German Areas - Instrumental Improvements.-
Tectonophysics, 71, p. 53-63, 10 fig., Amsterdam

MÄLZER, H. & Zippelt, K. (1979): Local height changes in the Rhenish Massif area.-
Allg. Vermessungsnachr., 86, S. 402-405, 3 fig., Karlsruhe

MEGNIEN, C. (1980, Ed.): Synthèse Géologique du Bassin de Paris. Vol. II, Atlas, Mémoire BRGM, 102, Orléans

MERTES, H. & SCHMINCKE, H. U. (1979): Vulkanismus der Westeifel: Exkursionsführer zu zwei Lokalitäten der DFG-Exkursion (Schwerpunkt: "Vertikalbewegung") vom 11. 5. bis 13. 5. 1979.
S. 33-34, Bonn

METJE, J. (1963): Geologie des SW-Teiles der Dollendorfer Mulde (Devon, Eifel).-
Senckenbergiana lethaea, 44, S. 127-155, 2 Abb., 4 Taf., Frankfurt a. M.

MEYER, W. (1979): Influence of the Hercynian structures on Cainozoic movements in the Rhenish Massif.-
Allg. Vermessungsnachr., 86, S. 375-377, 1 fig., Karlsruhe

MEYER, W.; ALBERS, H. J.; BERNERS, H.-P.; GEHLEN, K. V.; GLATTHAAR, D.; LÖHNERTZ, W.; PFEFFER, K.-H.; SCHNÜTGEN, A.; WIENECKE, K. & ZAKOSEK, H. (1983): 3. Pre-Quaternary Uplift in the Central Part of the Rhenish Massif.-
in: FUCHS et al. 1983a, p. 39-54, 2 fig.

MEYER, W. & STETS, J. (1979): Die Manderscheider Vulkangruppe (Westeifel) in Beziehung zu den Strukturen des Sockels.-
Z. dt. geol. Ges., 130, S. 273-288, 5 Abb., Hannover

- (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge.-
Z. dt. geol. Ges., 131, S. 725-751, 9 Abb., Hannover

MÜLLER, E. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum.-

Annales Univ. sarav., III/3, S. 176-201, 6 Abb., 6 Ktn., 6 Taf., Saarbrücken

MÜLLER, E. M.; SCHRÖDER, E. & SCHMIDT, W. (1960): Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 246-265, 3 Abb., Wiesbaden

MULLER, A.; PAPAIOANOU, J. & SCHRADER, E. (1977): Die mittlere und obere Trias der Nord-Eifel.- Bull. No. 8, Service Géol. Luxembourg, Ministère des travaux publics, S. 23-36, 5 Abb., Luxembourg

MULLER, A.; PREUGSCHAT, F:& SCHRECK, H. (1976): Tektonische Richtungen und Faziesverteilungen im Mesozoikum von Luxemburg-Lothringen.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 58, S. 153-181, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart

MURAWSKI, H. (1959): Zur Frage durchgepauster Tektonik.- Geol. Rdsch., 48, S. 260-271, 2 Abb., 2 Taf., Stuttgart

- (1964): Die Nord-Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung.- Publ. Serv. Géol. Luxemb., XIV, S. 285-308, 7 Abb., Luxembourg

NEGENDANK, J. (1974): Trier und Umgebung.- Samml. Geol. Führer, 60, 116 S., 21 Abb., 5 Tab., 3 Exk.-Ktn., 1 geol. Übers.-Kte., Berlin-Stuttgart (Borntraeger)

- (1977): Argumente zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 532-548, Stuttgart

NOWAK, H. J. (1956): Stratigraphische Untersuchungen im nordöstlichen Abschnitt der Sötenicher Mitteldevonmulde (Eifel).- Decheniana, Beih. 2, S. 1-68, 1 Kte., Bonn

OCHS, G. & WOLFART, R. (1961): Geologie der Blankenheimer Mulde.-

Abh. Senckenb. naturf. Ges., 501, 100 S., 16 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Frankfurt a. M.

ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des Höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald.- Geol. Jb., 84, S. 485-590, 28 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Hannover

- (1971): Paläoböden und ihre Bedeutung in der stratigraphischen und angewandten Geologie.- Jber. u. Mitt. oberrh. geolog. Ver., N.F. 53, S. 171-181, 5 Abb., Stuttgart

- (1981): Neue Aspekte zur känozoischen Entwicklung im Nordteil der Mittelmeermjösen-Zone.- Geol. Rdsch., 70, S. 344-353, 5 Abb., Stuttgart

PFLUG, H. D. (1958): Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und im Alttertiär auf Grund sporen-paläontologischer Altersdatierungen .- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2, S. 409-418, 2 Abb., Krefeld

PICARD, K. (1950): Sedimentationsverhältnisse des Hauptbuntsandsteins in der Bucht von Mechernich-Nideggen.- Geol. Jb., 64, S. 331-347, 6 Abb., Hannover

- (1954): Beiträge zur Erforschung der Bleierzlagerstätten bei Mechernich (Eifel).- Geol. Jb., 69, S. 653- 680, 11 Abb., Hannover

PITMAN, W. C. III (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins.- Geol. Soc. Amer. Bull., 89, p. 1389-1403, 8 fig., 2 tbl., Colorado (Boulder)

QUAAS, A. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Vettweiß.- 127 S., 1 Ü.-Skizze, 3 Prof., Berlin

QUESTER, H. (1954): Die Schwermineralgesellschaften im Paläozoikum und Buntsandstein des Hohen Venn und

seiner Randgebiete.-
Diss., 1 Übers.-Kte., 9 Abb., 10 Zähltb., 13 Tab., 69 S., Köln

QUIRING, H. (1913): Eifeldolomit und alttriadische Verebnung.-
Cbl. Min. etc., Jg. 1913, S. 269-272, Stuttgart

- (1914): Über das Alter des Eifel-Grabens und der Nord-Süd-Verwerfungen in der Eifel.-
Z. dt. geol. Ges., 66, S. 277-287, Berlin

RAHM, G. (1956): Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifelvulkane.-
Decheniana, 109, S. 11-51, 15 Abb., 1 Tab., 2 Ktn., 2 Taf., Bonn

- (1958): Der quartäre Vulkanismus im südöstlichen Teile der Westeifel. Ein Beitrag zum Problem des Maarvulkanismus.-
Gewässer u. Abwässer, 19, S. 7-39, 15 Abb., 2 Tab., 1 Kte., Krefeld

- (1963): Zur Geologie der Vulkangruppe von Biresborn/Eifel.-
Decheniana, 115, S. 215-225, 4 Abb., 2 Ktn., Bonn

RAUFF, H. (1911): Entwurf zu einem Geologischen Führer durch die Gerolsteiner Mulde.-
54 S., 3 Taf., Berlin

REICH, H. (1931): Ergebnisse regional-magnetischer Forschung in der Eifel.-
Z. dt. geol. Ges., 83, S. 646-653, 2 Abb., Berlin

- (1935): Ergebnisse erdmagnetischer Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge.-
Zeitschr. f. Geophysik, 11, S. 344-357, 4 Fig., Braunschweig

RICHTER, D. (1975): Aachen und Umgebung. Nordeifel und Nordardennen mit Vorland.-
Samml. Geol. Führer, 48, 208 S., 32 Abb., 10

Exk.-Ktn., 1 geol. Übers.-Kte., Berlin-Stuttgart (Borntraeger)

RICHTER-BERNBURG, (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins.-
Geol. Jb., A. 25, S. 127-132, 1 Abb., 1 Taf., Hannover

ROSENFELD, U. (1966): "Flexur".-
Deutsches Handwörterbuch der Tektonik, 2. Lieferung, 1969

SCHACHNER, D. (1961): Blei-Zinkerz-Lagerstätten im Buntsandstein der Triasmulde Maubach-Mechernich-Kall.-
Aufschluß, 10, S. 43-49, 9 Abb., Heidelberg

SCHENK, E. (1937): Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzonen in der Eifel.-
Jb. preuß. geol. L.-Anst., 58, S. 1-36, 4 Taf., 15 Abb., Berlin

- (1940): Tektonischer Beitrag zur Auswertung erdmagnetischer Messungen nach Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge.-
Beitr. angew. Geophysik, 8, S. 201-210, 3 Fig., Leipzig

SCHERP, A. & WOLFF, W. (1964): Petrographische und magnetische Untersuchungen an einem Vorkommen von Basalt und einem genetisch damit verbundenen Quarzit im Mittleren Buntsandstein der Eifel.-
Beitr. Miner. Petrogr., 10, S. 230-241, 4 Abb., Heidelberg

SCHMIDT, J. (1982): Lithostratigraphische und tektonische Untersuchungen im tiefen Unterems der Bleckhausener Mulde (Eifel).-
unveröff. Diplomarbeit, 205 S., 10 Taf., 4 Anl., Heidelberg

SCHMIDT, WO. & SCHRÖDER, E. (1962): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1 : 100000.-

70 S., 12 Abb., Krefeld

SCHMINCKE, H. U. & MERTES, H. (1979): Pliocene and Quaternary Volcanic Phases in the Eifel Volcanic Field.-
Naturwissenschaften, 66, S. 614-615, 1 Tbl., Berlin-Heidelberg-New York

SCHÖMER, R. (1939): Chirotherien-Fährten aus dem Buntsandstein von Mechernich (Eifel).-
N. Jb. Miner. Beil. Bd., Bd. 2, S. 155-159, 1 Taf., Stuttgart

SCHRADER, F. (1981): Zur Geologie der Umgebung von Hekkenmünster (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge).-
unveröff. Diplomarbeit , 91 S., 28 Abb., 11 Anl., Bonn

SCHRAMM, J. (1963, Hrsg.): Die Eifel.-
Deutsche Landschaften, 13, Essen (Burkhard)

SCHRIEL, W. (1939): Geol. Übers.-Kte. von Deutschland 1 : 200000, Blatt Nr. 122, 123 Aachen-Köln.-
Reichsstelle f. Bodenforsch., Berlin

SCHRÖDER, E. (1938): Erläuterungen zu Blatt Zülpich.-
Geol. Kte. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25000, 65 S., 2 Abb., 12 Tab., 1 Taf., Berlin

- (1952): Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone.-
Z. dt. geol. Ges., 103, S. 209-218, 3 Abb., Hannover

- (1954): Zur Paläogeographie des Mittleren Buntsandstein bei Mechernich/Eifel.-
Geol. Jb., 69, S. 417-428, 6 Abb., Hannover

- (1965): Zur Sedimentation des Mittleren Buntsandsteins.-
Geol. Jb., 82, S. 655-704, 13 Abb., 5 Taf., Hannover

- (1979): Erläuterungen zu Blatt 5305 Zülpich.-
Geol. Kte. Nordrh. Westf. 1 : 25000, 5305, 2. Aufl., 65 S., 4 Abb., 11 Tab., 1 Taf., Krefeld

(Nachdruck der 1. Aufl.)

SCHRÖDER, E.; SCHMIDT, WO. & QUITZOW, H. W. (1956): Geologische Heimatkunde des Dürener Landes.- 148 S., Düren (Krüger)

SCHUNK, K. (1979): Der Kreuzungsbereich Eifeler Nord-Süd-Zone und Saar-Nahe Senke - Luftbild-geologische Analyse eines Schollenmosaiks.- Diss., 123 S., 20 Abb., Frankfurt a. M.

SHOU-CHANG, C. (1940): Zur Lage der Faltenachsen im Rheinischen Gebirge.- Geol. Rdsch., 31, S. 208-226, 14 Abb., 2 Taf., Stuttgart

SIMPSON, S. (1940): Das Devon der Südosteifel zwischen Nette und Alf.- Abh. senckenberg. naturf. Ges., 447, S. 1-81, Frankfurt a. M.

SOLLE, G. (1937): Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde.- Abh. senckenberg. naturf. Ges., 436, 72 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Frankfurt a. M.

STEININGER, J. (1853): Geognostische Beschreibung der Eifel.- 144 S., 10 Taf., 1 Kte., Trier (Linz)

STICKEL, R. (1932): Der Buntsandstein im Nordosten der Trierer Bucht und seine Vorlage.- Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., 88, S. 39-52, 1 Kte., 3 Prof., Bonn

STRUVE, W. (1961): Das Eifeler Korallenmeer. Mineralogische und geologische Streifzüge durch die nördliche Eifel.- Aufschluß, 10 (Sonderheft), S. 81-107, 12 Abb., Heidelberg

- (1963): Das Korallenmeer der Eifel vor 300 Mill. Jahren - Funde, Deutungen, Probleme.- Natur u. Museum, 93, S. 237-276, 23 Abb., Frankfurt a. M.

TEICHMÜLLER, R. (1957): Ein Querschnitt durch den Südteil

des Niederrheinischen Zechsteinbeckens.-
Geol. Jb., 73, S. 39-50, 1 Taf., 8 Abb., Hannover

THIELE, W. (1973): Petrographische Untersuchung der Alkalibasalte im südöstlichen Teil der Westeifeler Vulkanzone.-
Diplomarbeit, 67 S., 18 Abb., 12 Tab., Bonn

- (1976): Geochemisch-petrologische Untersuchungen an vulkanischen Foiditen der Westeifel.-
Diss., 79 S., 14 Abb., 5 Tab., Bonn

THIELE, W. & WIENECKE, K. (1980): Chemismus Petrographie und Förderfolge der quartären Effusiva im Alftal bei Strohn/Westeifel.-
N. Jb. Miner. Abh., 138, S. 198-206, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart

UTTER, T. & GROTJOHANN, H. (1974): Geologische und geomagnetische Untersuchungen an der Baarlei und Geißhecke, einer quartären Vulkangruppe der Westeifel.-
Decheniana, 129, S. 180-196, 1 Taf., Bonn

VAIL, P. R. & HARDENBOL, J. (1979): Sea-level changes during the Tertiary.-
Oceanus, 22, p. 71-79, Woods Hole Mass.

VAN WERVEKE, L. (1911): Die ursprüngliche Umrandung der Trierer und Luxemburger Bucht und die Versandungen im Lias innerhalb dieser Bucht.-
B. Niederrh. Geol. V. 1910, S. 37-47, 1 Fig., Bonn

- (1916): Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen.-
Mitt. geol. Landesanst. v. Els.-Loth., 10, S. 151-239, 3 Zeichnungen, Straßburg

- (1925): Die geologische Stellung des Konglomerates von Malmedy.-
Geol. Rdsch., 16, S. 468-485, Berlin

VOIGT, A. (1951): Die Bleizinkerzvorkommen im Buntsandstein und Unterdevon der Nordeifel.-

Geol. Jb., 66, S. 1-13, 1 Abb., Hannover

WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier-Bitburg.-
Mainzer geowiss. Mitt., 1, S. 198-227, 10 Abb., Mainz

- (1980 unveröff.): Fund von oligozänen Mikrofossilien in den pleistozänen Sedimenten des Meerfelder Maares.-
Protokoll 5. Kolloquium "Vertikalbewegungen .." 7./8. 11. 1980 in Neustadt a. d. W., S. 186-187, Bonn

WINTER, J. (1965): Das Givetium der Gerolsteiner Mulde (Eifel).-
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 9, S. 277-322, 9 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Krefeld

WOLFF, W. (1957): Geophysikalische Beiträge zur Erforschung des tieferen Untergrundes des Rheinischen Gebirges.-
Geol. Rdsch., 46, S. 186-196, 5 Abb., Stuttgart

WUNSTORF, W. (1943): Erläuterungen zu den Blättern Rötgen-Eupen und Nideggen Nr. 5303 und Nr. 5304.-
Geol. Kte. d. Deutschen Reiches 1 : 25000, Lief. 318, 76 S., 1 Taf., 4 Abb., Berlin

WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins.-
Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 33, 140 S., 4 Taf., 52 Abb., Hamburg

- (1965): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias.-
Geol. Rdsch., 54, S. 224-240, 11 Abb., Stuttgart

ZENSES, E. (1980): Reliefentwicklung in der Nördlichen Eifel.-
Mitt. Geogr. Inst. der Univ. z. Köln, 38, 220 S., 17 Abb., 19 Tab., 10 Ktn., Köln

ZEPP, J. (1933): Morphologie des Kyllgebietes.-
Vh. naturhist. Ver. Preuß. Rheinld. u. Westf., 90, S. 1-69, 4 Ktn., 3 Taf., Bonn

ZEZSCHWITZ, E. V. (1969): Bodenbildung auf Basaltintrusion und postvulkanisch verändertem Mittleren Buntsandstein am Stromberg/Eifel.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 16, S. 387-424, 4 Abb., 6 Tab., Krefeld

Anmerkung:
Je ein Expl. der Originaldissertation liegen in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, sowie den Geologischen Landesämtern Nordrhein-Westfalen, Krefeld und Rheinland-Pfalz, Mainz, sowie dem Geologischen Institut der Universität Bonn.

L e b e n s l a u f

Am 28. 2. 1955 wurde ich in Aldekerk, Kreis Geldern geboren.
In der Zeit von 1961 bis 1965 durchlief ich vier Schuljahre an der Evangelischen Volksschule St. Tönis und wechselte im selben Jahr auf das Gymnasium am Moltkeplatz, Krefeld, das ich im Sommer 1973 mit dem bestandenen Abitur verließ.
Im Wintersemester 1973/74 ließ ich mich an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn für die Fächer Geologie/Paläontologie immatrikulieren.
Nach den Vordiplomsprüfungen im Sommersemester 1976 arbeitete ich im Rahmen des Berufspraktikums jeweils drei Monate bei der Rheinischen Braunkohle AG und der Firma Geotest AG.
Von Oktober 1978 bis Ende September 1979 war ich Studentische Hilfskraft am Geologischen Institut Bonn.
Im November 1979 wurde das Studium mit der Diplom-Geologen-Hauptprüfung abgeschlossen.
Am 14. 11. 1979 begann ich - als Wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Herrn Prof. Dr. W. Meyer - meine Dissertation im DFG-Projekt und Schwerpunktprogramm "Vertikalbewegungen des Rheinischen Schildes" über Tektonik im Mesozoikum der Eifeler Nord-Süd-Zone.
Dieses Beschäftigungsverhältnis endete im Juli 1981.
Von November 1981 an wurde mir für ein Jahr ein Stipendium nach dem Graduiertenförderungsgesetz gewährt.
Nach Fertigstellung meines Dissertations-Manuskriptes im Mai 1982 begann ich meine Tätigkeit als Geologe in der Abteilung Auswertung der Firma Prakla-Seismos, Hannover.
Seit Dezember 1982 bin ich verheiratet.